地質学雑誌 第62巻 第731号 昭和27年6月10日第三種郵便物認可 昭和 31 年8月25日発行(毎月1回25日発行)

地質學雜誌

第62巻 第731号

1956年8月

原著論文 頁

日高帯南端部の変成岩類について 第1部 変成岩類の分布状態

.....舟橋三男・橋本誠二・浅井広・猪木幸男・外崎与之・木崎甲子郎・広田正一・春日井昭 (401)

長野県北部野尻湖周縁の地質と象化石.....富沢恒雄 (409)

日高変成帯南部，音調津山地のミグマタイトの構造について.....木崎甲子郎 (415)

日本炭の顕微鏡的研究（第II報）「従来のドリット」とその特殊性 .....中柳靖夫 (431)

学会記事 ..... (443)

ニュース ..... (446)

日本地質学会

(東京大学理学部地質学教室内)

昭和 31 年度日本地質学会役員名

会　　長　立岩　巖
評議員会議長　早坂一郎

評議員

浅野　清	浅野五郎	井尻正二	池辺展生
石川俊夫	市川浩一郎	遠藤隆次	大森昌衛
加納　博	木下亀城	久野　久	小田　博
小林国夫	小林貞一	小林英夫	牛来正夫
鹿間時夫	柴田秀賢	須藤俊男	鈴木好一
鈴木　醇	田代修一	高井冬二	竹原平一
立岩　巖	坪井誠太郎	新野　弘	半沢正四郎
藤岡一男	藤本治義	槇山次郎	松下　進
松本達郎	湊　正雄	森本良平	八木健三
山下　昇	渡辺武男	渡辺万次郎	

執行委員
遠藤隆次(委員長)・浅野　五郎・須藤　俊男・鈴木　好一・高井　冬二・新野　弘・渡辺　武男

常置委員
庶務　(渡辺　武男)・桑野　幸夫・成瀬　洋・山崎　正男・渡辺　岩井
会計　(浅野　五郎)・大町　四郎・関　武夫・虎岩　達夫・西沢章三郎
会員　(鈴木　好一)・井上　正昭・河田　茂麿・喜多川清二・堤　正俊
編集　(高井　冬二)・岩生　周一・牛来　正夫・奈須　紀幸・森川　六郎
行事　(須藤　俊男・新野　弘) 渡部　景隆・菅野　三郎・黒田　吉益・佐々木　昭

会員名簿作製

学会で新しい会員名簿を作ります (1956 年 11 月発行予定). 下記の点につき既刊の名簿と現在とが相違している方は，8 月 31 日までに御連絡下さるよう，すでに本欄でお知らせいたしました.

(なお変更の御通知は上記の期日を過ぎても，校正の間に合う限りは訂正をいたしますから，一応は至急御知らせ下さるようお願いいたします.)

氏名・学位・最終学歴及び卒業年次・専門・所属部会・勤務先・住所(電話)

1956 年 8 月　　会員委員会

第62巻 第731号　地 質 学 雑 誌　1956年8月

原 著 論 文

日高帯南端部の変成岩類について

第1部 変成岩類の分布状態

舟橋 三男* ・ 橋本 誠二*・浅井 宏** ・ 猪木 幸男****・
外崎 与之***・木崎甲子郎*・広田 正一*****・春日井 昭**

(1955 年 11 月 24 日受理)

On the Metamorphic Rocks in the Southern Extreme Region of the Hidaka Zone, Hokkaidô

Part I On the Areal Distribution of the Metamorphics

Mitsuo Funahashi, Seiji Hashimoto, Hiroshi Asai, Sachio Igi, Yono Sotozaki, Koshiro Kizaki, Shoichi Hirota and Akira Kasugai

(Abstract)

Two prominent N-S trending tectonic zones are discernible in the axial zone of the island of Hokkaido. The one is called the "Hidaka zone," which constitutes the main part of the axial zone. In its central part, especially along the Hidaka mountain range, a long continued belt of gneisses and migmatites is revealed in association with various igneous intrusives; the so-called Hidaka metamorphic zone. The other tectonic zone is the western frontal zone of the former. It is characterized by dynamometamorphosed rocks and voluminous serpentinite intrusives. It is considered that both tectonic zones were produced by the Alpine Orogenic Movement. They form the geological back-bone of Hokkaidô (Fig. 1).

The metamorphic zone spreads at its southern extreme region to a width of 20 km. That region provides the most suitable locality for studying the metamorphic zone, for all the representative rock types and their tectonic relations within the zone are clearly observable. In this paper, the general features of the geological circumstances regarding this metamorphic field are given. The central part of the region is occupied by the migmatite, which extends to the northern area as the core facies of the metamorphic zone. It is always surrounded by gneiss which grades into schistose hornfels at the outer part and then to non-foliated hornfels. The hornfels is gradually changed into non-metamorphosed slate and sandstone. The zonal

* 北海道大学理学部地質学鉱物学教室
** 北海道学芸大学札幌分校
*** 〃 函館分校
**** 通産省地質調査所北海道支所
***** 東京教育大学理学部地質学鉱物学教室

arrangement of rock species is in such regular state that the so-called "Stratigraphy of migmatite" is also clearly proved in this field. The field relations of each rock zone show that the migmatites, gneisses and hornfelses were the products of a regional migmatization. The hornfelses and the gneisses are supposed to be the frontal shallower facies of this deep burried migmatization. The transformation proceeded over a long period of time and ascended successively from deep to shallower niveau, so the early shallower facies was replaced by the later deep facies. Consequently block-like relicts of gneisses and hornfelses are contained in the migmatites as "Palaeosomes."

Ⅰ. はしがき　　Ⅲ. 岩石種の相互関係
Ⅱ. 変成岩の分布

Ⅰ. はしがき

北海道の島の輪廓のうちで，大きな特徴のひとつは，北に宗谷岬と，南に襟裳岬とをはりだしていることである。これは，島の中軸に，南北にのびる地質学的な背骨があるからである。われわれはこの中軸帯の大部分を日高帯とし，西側に巾せまい，低度の動力変成作用と蛇紋岩で特徴づけられる地帯を神居古潭帯として区別している。この日高帯のうちで，狩勝峠から襟裳岬にわたる延長 140 km 巾 10～30 km の地帯，日高山脈には，ホルンフェルス・片麻岩・ミグマタイトやはんれい岩・花崗岩などがよくまとまつて発達している。われわれは，この地帯をとくに他と区別して日高変成帯と名づけている。

この論文には，日高変成帯の南端部にあたる，西側の幌満（ホロマン）から東側の音調津（オンラベツ）にわたる地域の，主として変成岩類の問題を中心にしてのべる。

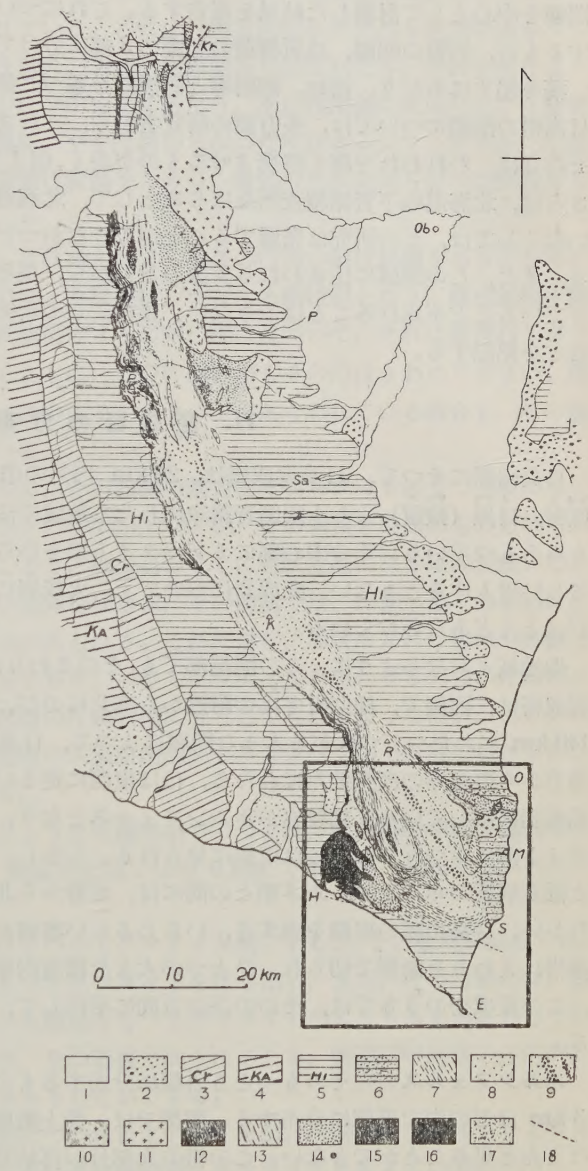
この地域は，日高山脈が太平洋に沈むところであり，山脈は海岸までせまり，いちじるしい海崖に終つている。こゝは，徳川時代から道東地方に通ずる唯一の陸上交通路にあたり，そのために，日高変成帯のうちでは，明治初年からその岩石が知られていたのである。開拓使の招へいによつて訪れたライマン (1872～1879, 明治 5 年～12 年) や，それにつづく時期に (1885, 明治 18 年)，北海道庁技師であつた神保小虎の業績も忘れることはできない。しかし，この地域の地質をはじめて具体的にのべたのは，明治末年に農商務技師岡村要蔵・山根新次によつて，北海道鉱物調査の一部として行われた探検的な踏査による報告である[1)2)]。そのうちには，今日ミグマタイトとされているものについて，「花崗岩ハ日高山脈ノ脊稜ヲナシテ最モ広大ナル面積ヲ占ムル火成岩ニシテ……」とのべられてはいるが，その異常に不均質なことにも注意がむけられ，「甚ダシキハ一個ノ小岩塊ニ於テモ尚或部分ハ他ニ比シテ黒雲母ヲ多量ニ含有スル等ノ事実アリ」とのべ，さらに「花崗岩ハ屢々雲母片岩又ハ片麻岩様ノ破片ヲ包有ス（片状花崗岩中ニ殊ニ多シ）……又サロルンウシ川筋（筆者ら註　現猿留（サルル）川）ニ於テ見ルカ如ク花崗岩ハ所々雲母片岩中ニ挿入シテ片状ヲ呈シ屢々両岩ノ境界不分明トナリ……」との記述がある。その鋭い観察と卒直な記載に，われわれは深い敬意をはらうものである。その後，大正末期から昭和初期に北大工学部にあつた大平安は「日高国幌泉地方の地質学的並に岩石学的研究」を発表した[3)4)]。その綿密な記載と，新しい研究方法や解釈は，当時高度のものとされていたが，地質現象の観察をはなれて，安易な解決が求められている点は，その記載がくわしく行われているにもかかわらず，その後の発展をみるものとはならなかつた。

昭和 9 年 (1934) 鈴木醇により，この地域のホルンフェルス中の石灰質団球の変質についてくわしい記載と考察がなされた。こゝにこの地域の研究が今日に続く糸口がはじまつた[5)6)7)8)]。昭和 11 年 (1936) 竹内嘉助によつて，この地域がいつそうくわしく調査され，有用礦物調査報文として発表さ

れた。その詳細な記載と5万分の1の地質図はわれわれのよき案内書としての役割りを果したものである。その後，幌満から音調津にわたる海岸は北海道大学理学部地質学鉱物学教室の学生巡検コースとして，毎年，何人かの学生と研究者が訪れていたが内部の地域の地質があきらかでなく，その構造や地質学的な意味がわからないまゝにただいろいろな深成岩・変成岩を見学するというにとどまつていた。

昭和16年(1941)舟橋三男と橋本誠二は，鈴木醇指導のもとに，卒業論文として幌満地方と音調津地方の地質学的岩石学的研究を行い，これらを造山帯の火成活動・変成作用のあらわれとして捉えようとし，地質学的な岩石学の方向を求めた。その後の日高研究グループの基本となつた考え方の萌芽がこゝにはじまつている。こうして戦中戦後の空白を迎えた。昭和24年(1949)から，地学団体研究部会に所属する日高研究グループを作り，多くの研究者が討論を交すことに重点をおき，まがりなりにも団体研究につとめてきた。この地域は，日高変成帯のうちでもつとも交通が便利であることと，変成岩類・火成岩類ともに各種のものがひろくあらわれているため，これまでグループ参加者の大半が集中して調査に従事してきた。われわれはつぎに記す題目を分担し，討論をかさねて現在にいたつている。

幌満地方の片麻岩類を主として　舟橋　三男
幌満地方の塩基性岩類を主として　浅井　宏
幌満地方の超塩基性岩類を主として　猪木　幸男
幌満地方のミグマタイト類　〃　広田　正一
猿留地方のミグマタイト類　〃　外崎　与之
庶野地方のミグマタイト類　〃　春日井　昭
音調津地方のミグマタイト類を主として　木崎甲子郎
音調津地方の花崗岩類　〃　佐藤　博之



第1図　日高変成帯地質概念図（日高研究グループ原図）
1) 第四紀層，2) 第三紀層，3) 白亜紀層，4) 神居古潭層群，5) 日高層群，6) ホルンフェルス，7) 片麻岩類，8) ミグマタイト，9) 花崗岩質ミグマタイト，10) 片麻状花崗岩，11) 花崗岩，12) 斑れい角閃岩，13) 片麻状斑れい岩，14) 斑れい岩，15) 橄欖石斑れい岩，16) 橄欖岩，17) 新期火山岩類，18，断層
Kr: 狩勝峠，Ob: 帯広，O: 音調津，M: 目黒，S: 庶野，E: 襟裳，H: 幌満

それぞれの地域の研究成果は，今後順次に報告されるはずであるので，こゝでは，以上の総括的な問題を中心として討論した結果を報告する。これについては，紙面に限りあるため，一般地質にかんするもの，岩質の問題，地質構造の問題の3部に分けて発表する。

稿を起すにあたり，終始，御指導と御援助を賜つた鈴木醇教授にあつく感謝の意を表する。また，日高帯の問題については，多方面の研究者から，これまで多くの討論や質問をよせられてきている。それらは，われわれを深く啓発させるものが多く，何よりもわれわれを力づけてくれるものであつた。さらに，北海道地下資源調査所をはじめとして，北海道開発庁・地質調査所の御厚意あるとりはからいなくしては，この研究は発展することができなかつたであろう。こゝに深く謝意を表する次第である。また，この地域に住まわれる多数の方々から，長年にわたり，測りしれない御厚意と御援助をうけていることを忘れることはできない。また，この研究にあたつては，文部省科学研究費を使用したことを銘記する。

II. 変成岩の分布（第2図参照）

日高山脈にそつて，日高変成帯は，20 km 内外の巾を持つているが，その南端部の日高国幌満，庶野（ショヤ），目黒（メグロ）（猿留（サルル））より十勝国音調津にわたる地域では，いちじるしく巾をひろげ 30 km ものふくらみをもつている。その中心部にミグマタイト類をひろくあらわし，両側には，各種火成岩のいちじるしい迸入体をともない，変成岩についても，火成岩についても，こゝには日高変成帯の主要な問題がほとんどあらわれている。

他地域とおなじように，この南端部でも，そのまわりは変成されない日高層群にとりまかれている。変成帯は，西側で，様似町冬島（フユシマ）の附近から南北にのび，北海道中央部に位置する狩勝峠のあたりまで，140 km にわたつてつながる大きな断層によつて，日高層群に衝上している。また，南側でも，幌満地方から東海岸の庶野地方にわたる，ほぼ東西に走るいちじるしい断層によつて，片麻岩類が直接に粘板岩に接している。粘板岩がホルンフェルスとなり，しだいに変成度を高めて，片麻岩類・ミグマタイト類にうつりかわるのは東側に見られる。しかし，こゝでも高変成度の片麻岩やミグマタイト類と低変成度のホルンフェルス類との間には，庶野から北にのび，音調津山地にいたり，ついで北西にむかい，日高山脈の東側を画する，いちじるしい断層が見られる。つまり，片麻岩・ミグマタイトの地帯はまわりを断層で切られ，ひとつの大きな構造的単元となつている。

この変成帯のうちでは，そののびの方向に平行して，いろいろの岩石が帯状にならんで分布している。

ホルンフェルス：— そのもつとも外側に分布するものは，ホルンフェルス帯である。この地域では，3 km ほどの巾で東側に分布する。西側では，衝上断層にかくされているとみられ，この種のものをほとんど見ることができない。この帯の大部分が再結晶不完全のホルンフェルスにしめられ，泥質岩と砂岩との互層する縞目がホルンフェルス化してもなお保存されている。ホルンフェルスと粘板岩類との移過点を結ぶ線は，日高層群の砂岩・粘板岩の一般走向とあきらかに斜交している。

片状ホルンフェルス：— 片麻岩地帯に近づくといずれの場所でも，このホルンフェルスは片状をおび，片状ホルンフェルスとして，一般ホルンフェルスと区別されるものになつている。これは，再結晶が完全に行われたホルンフェルスに，一定方向にならぶ黒雲母集合体の点紋を多くしめすホルンフェルスである。片麻岩にうつりかわるあたりで，片理面にそつてうすく白色部をつくり，こまかに交互して，縞状片麻岩の性質をあらわしている。

こうした片状岩は，変成帯の東側では，音調津山地から庶野にわたり，片麻岩・ミグマタイトをふ

ちどるように巾せまく（300 m）あらわれている。これとおなじものが，豊似岳を中心としたミグマタイト体の南側をとりまき，巾ひろくあらわれている。これは北西方向にのびアベヤキ川中流をへてニカンベツ川上流の各沢にひろがつて，オピラ斑れい岩体の南西側から東にわたり，それを包むようなひろい分布をしめしている。これは変成帯のほゞ中央部にあたり，その西南側にはふたたび片麻岩類があらわれている。その片麻岩のさらに西側に，やや性質のちがつた片状ホルンフェルスが，小地域に，あらわれている。それは，斜長石の小型斑状変晶をしめし，東側のそれとはちがつた性質をもつている。

片麻岩類:— 変成帯の東側では，片麻岩は，片状ホルンフェルスの白黒の縞状組織をあきらかにするものから漸移し，その優白質部と優黒質部のやゝ不規則に，交互する縞状岩となり，構成鉱物も肉眼で区別されるほどの粗粒岩になつている。変成帯のさらに中心部に近づいて，それは菫青石ミグマタイト（トヨニ）にうつりかわる。片状ホルンフェルスとともに，この片麻岩帯もその巾はきわめてせまい。豊似岳南部にみられるように，片状ホルンフェルス中にミグマタイトがあらわれている場合も，その境目に，中間帯のように，片麻岩があらわれている。

変成帯の西側にみられる片麻岩帯は，おなじく，その内側で菫青石ミグマタイトにうつり変つているが，その巾は広く 1 km から 2 km にわたつてあらわれている。その岩質も東側のものとはちがつている。重要な点は，片状のいちじるしいことと，斜長石がとくに斑状変晶になる傾向が強いことである。大泉（旧雄鳴蘂（オナルシベ））北部で，片状斑れい岩体をはさみ，その西側では，片理が強くあらわれ，むしろ斜長石斑状変晶黒雲母片岩とされるものがみられる。それに対し，片状はんれい岩体の東側では，所々にいちじるしく斜長石の斑状変晶をあらわす，一見ミグマタイトを思わせる岩質の片麻岩が分布している。より北部の日高変成帯にも，西側の片麻岩帯にはどこでもこのような性質があらわれている。しかし，この岩帯の南方につらなる地域の大泉東南部からニカンベツ川上流域にわたるあたりで，しだいに片状ホルンフェルスに移過する。

ミグマタイト類:— その東西を，上にのべたような片麻岩帯でつつまれ，変成帯の中核を構成するミグマタイト帯がしめされている。これは，地域の北部では巾 6 km であるが，南部ではひろがつて巾 8 km にわたる範囲に分布する。

これは北部では，一見単斜構造様にみえるひとつのミグマタイト帯であるが，その東南延長部では，べつに，東北側の音調津山地にドーム構造をもつミグマタイトをはり出し，また，その南側には，豊似岳を中心とする長径 12 km にひろがるドーム構造をもつミグマタイトのふくらみをあらわしている。後者は，ニカンベツ川上流域に細長くのび，その延長方向上にあたる，幌満川中流部の庄内沢，大泉北部等に，小範囲のミグマタイトの露出をみることができる。

これらミグマタイトは，大観して，片麻岩帯につつまれて分布するが，一部は片状ホルンフェルスの領域を侵し，それと入りまじり，あるいは，それを片麻岩質ミグマタイトに変えている。

片麻岩類が方向性を強くしめすのにたいし，このミグマタイトでは，構成鉱物は 1～5 mm の大さになり，いつぱんに岩石の方向性が失われている。古くは，そのために，日高山脈の中心部は花崗岩で構成されるといわれたのであつた。しかしながら，当時からも注意されていたように，この岩石は片麻岩類としばしばうつり変り，その花崗岩様の外観のうちにも片麻岩の面影が多く残されている。粗粒な塊状岩ではあるが，破片状になつた大小の片麻岩塊を捕獲岩様にふくんでいる。この岩塊は部分的に片麻岩の状態から粗粒化してミグマタイトに変る道すじのいろいろな状態をみることが出来る。また，ホルンフェルス中にみられる変成石灰質団球も，多くこのような残存岩塊とみられ，とくにそれの多く含まれる帯を追跡することもできる。また，角閃岩は，そのまわりがミグマタイト化し

ても，その層状のひろがりを保つてミグマタイト中に分布するものが見られる。こうしてミグマタイトは，ホルンフェルスや片麻岩類をその場所で交代してできたものとみられるのである。

このようなミグマタイト帯の大部分は，堇青石ミグマタイトでしめられているが，その中心部の猿留川上・中流部に，花崗岩質ミグマタイトが見られる。その岩体の形は，やや不規則ではあるが，堇青石ミグマタイトの分布の一般方向とやゝ交叉する。この地域には，それが1つあり，雁行体となつている。この花崗岩質ミグマタイトは，一部では，まわりの岩石を交代しているのが見られるが，また，一部には，堇青石ミグマタイトを切るものが見られる。また猿留川上流部にあるひとつの岩体は，堇青石ミグマタイトより片麻岩の範囲にわたつて，両者を切つて分布している。これらは，堇青石ミグマタイトに比べて，片麻岩の面影はうすく，一部はペグマタイト様になつている。

火成岩類は，上にのべた岩帯の配置と密接に関連して分布している。これについては，構造の項でのべたい。

III. 岩石種の相互関係

ここでは，それぞれの岩石種の相互関係をのべ，それにもとづき，この地域の岩石の形成過程について考察したい。この問題では，つぎの点が注意される。

1) 変成帯の東側に分布するホルンフェルスは，ひろい範囲にわたつて，ほゞ一様の分布性質をもつている。ミグマタイト帯に近づいて，これに，はじめて，あらわれる変化は，黒雲母があらたに偏平な，一定方向にならぶ斑状集合体としてあらわれ，これまでにみられない方向性を岩石にあらわすことである。これは，基質が方向性のない完全なホルンフェルス構造であることに対し，きわめて対照的な構造である。この基質と斑状変晶のそれぞれができる条件には，大きなちがいのあることをみなければならない。こゝでは無方向的なホルンフェルス構造をつくる作用が，方向性をつくるものよりも先に行われていることは疑えない。

2) 地質図にみられるように，変成帯の東側では，堇青石ミグマタイトとホルンフェルスとはきわめて接近している。これは，ひとつには，その間に断層や破砕帯があつて，その落差のうちに中間帯がかくされていることが考えられる。しかし，より北部の楽古岳で，その位置に断層のみられないところでも，ホルンフェルスから堇青石ミグマタイトにいたる距離は，わずか 400 m にすぎないことから推して，この地域でもその中間帯の巾はごくせまいことが考えられる。このような岩帯の配置状態は，堇青石ミグマタイト化が，ホルンフェルス領域までも直接犯した結果であることを思わせる。そして，その前縁帯として，わずかに，片麻岩帯，片状ホルンフェルス帯をつくること，つまり，ミグマタイト化の周縁部でその作用の弱まつた部分として，またミグマタイト化作用の上昇にともなつて，その辺縁部の差動運動のあらわれである方向性が生れた部分として，この中間帯が解釈される。

音調津山地のまわりで観察されることは，中心部の堇青石ミグマタイトの石英や黒雲母の方位の配列と，それをとりまく片麻岩や片状ホルンフェルスのそれらと，まつたく一致することがしられた。このことは，これら3者がおなじ条件の下で形成されたことをしる手がかりになるだろう。

3) 西側の片麻岩帯は東のそれにくらべ，はるかに巾ひろくあらわれている。そのいずれの場所でも，斜長石が斑状変晶となつていちじるしくでき，また片理が強い。その片理は，すべて東落しとなつている。構造の項でのべるが，この変成帯全体の構造が，西へ向つておし上げる運動のあらわれと理解される。この西側の片麻岩帯は，その運動の下盤的な位置にあるとみることが出来る。こゝで，斜長石の斑状変晶がいちじるしくあらわれることは，そうした特殊の条件と結びつくのではないか，と考えられる。それにたいして，東側の片状ホルンフェルス帯から片麻岩帯にわたつては，それがみ

られず，代つて黒雲母が他よりもよく発達することは，そこが上とはちがつた条件支配をうけた結果とみられる。こうした点については，これから吟味していきたい。

4) ミグマタイトに近づいて観察すると，それと片麻岩との関係は，上にのべたよりは，複雑である。菫青石ミグマタイトには，いたるところに，捕獲岩のようにみえるパレオゾームが多くふくまれている(第3図)。そのパレオゾームの大部分は片麻岩質のものである。また，片麻岩帯と菫青石ミグマタイト帯の境界部にも不連続的な関係が多くあつて，時には，前者が後者に切られる例が観察される。方向性が強くあらわれている典型的な片麻岩にも部分的に交代されて，方向性の弱い，より粗粒なミグマタイト様部分が局所的に出来ているものがみられる。また西側の斜長石斑状変晶片麻岩帯にも，いちおうその片麻岩ができあがつたのちに，さらに局所的に片理にそつて，とくにいちじるしく斜長石斑状変晶ができ，方向性を失なつたミグマタイト様部分ができているものをみることができる。つまり，ひとつの場所でも，その変成の前期と後期とでは，このように条件が変つている。

第3図　縞状片麻岩と菫青石ミグマタイトとの関係およびパレオゾーム

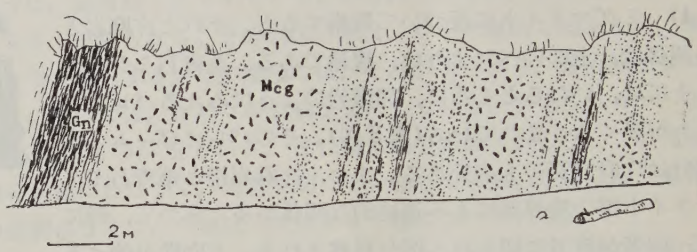
この変成帯では，そのはじめ，より深部で進行するミグマタイト化作用の前縁帯の意味をもつ片麻岩化作用が行われるが，その後半期となつて，その位置に上昇してきたミグマタイト化作用に交代され，その大部分が，現在みられるミグマタイトに変えられ，初期片麻岩は，パレオゾームとしてのみその中に残るものと解釈されるのである。

5) 変成帯の中央部にあつて，豊似岳の南側をとりまき，ニカンベツ川上流地域一帯にひろがる片状ホルンフェルスの分布状態は，ミグマタイト帯を中心に，その外側を順に，片麻岩帯・片状ホルンフェルス帯が配置される状態を乱すものである。それと菫青石ミグマタイトとの間には，せまく片麻岩帯が出来ているが，そうしたものの一部と考えられる，猿留川中流部にそつて，長くのびる片麻岩質ミグマタイトは，菫青石や珪線石をいちじるしく含み，こうした片状ホルンフェルスが他とちがつた特殊な条件の下でミグマタイト化された結果とみられる。こゝには，変成帯の東側でみられる菫青石ミグマタイトと片状ホルンフェルスとの関係とはちがつたものがあつて，両者の間に，あきらかな不整合関係がみられる。これからみても，中央部のものと，東側をふちどつてせまく発達するものとでは，それのできた時期についても，変成帯での地質学的意義についても，区別して考えなければならない。

6) 花崗岩質ミグマタイトは，さきにのべたように，菫青石ミグマタイトにおくれてできたものとみられる。その岩体は，菫青石ミグマタイト帯中に整合的にひろがるものではなく，その一部は片麻岩帯にまで少しく入りこんでいる。それと菫青石ミグマタイトとの接触部は，二，三の場所で観察されるが，そこでは，一平面で境されとくに前後関係をあきらかにしない。しかし，花崗岩質ミグマタイトの後期のものとみられるペグマタイト質のものは，菫青石ミグマタイト中に不規則に溜り状になつて入りこんでいるものがある。また他方では，菫青石ミグマタイト中に，斜長石斑状変晶が大きくできて，これが多くあつまり，しだいに花崗岩質ミグマタイトにうつり変る部分もみられる(第4図)(第5図)。

以上のべた点から，ホルンフェルスは，他に先だつてでき，また，花崗岩質ミグマタイトは，他に

第4図　縞状片麻岩と花崗岩質ミグマタイトとの関係を示す1例



第5図　縞状片麻岩と花崗岩質ミグマタイトとの関係を示す1例
Gn: 縞状片麻岩，Mcg: 粗粒花崗岩質ミグマタイト

やゝ遅れてできたものであることはいえるようである。しかし，このホルンフェルスについても，変成帯全体からみると，つねにミグマタイト帯の外側にそつて分布し，それのできることと密接にともないあう形がうかがわれる。また，花崗岩質ミグマタイトにしても，その分布は雁行状に点々と切れながらも，つねに，菫青石ミグマタイト帯の内部に限られ，ほとんどその外側にはみだす例がない点は，それのできる条件が菫青石ミグマタイトのそれと結びつくものであることを考えさせる。菫青石ミグマタイトや片麻岩，片状ホルンフェルスについては，そのうつり変りのあたりの小範囲をみれば片状ホルンフェルスを土台とし，片麻岩ができ，菫青石ミグマタイトは片麻岩におくれてできたといつた結論を出すことも出来る点もあるが，すでにのべたように，菫青石ミグマタイト化作用の行われた場所に対する空間的位置によつて，それがちがつた形であらわれたという，同時性の要素もみのがすことが出来ない。この地帯に行われたミグマタイト化作用は，長い期間にわたつて活動し，それぞれの時期にそのまわりに片麻岩・片状ホルンフェルスをつくりつつ深部より湧き上つて拡がつたものとみられる。これにともなつて起り，その拡り方を規制する構造運動の影響は，その過程で，いろいろに変化し，そのために，ミグマタイト化の範囲は少しく動かされたものとみられる。

Oshirabetsu
Shin-ōmi
Oshirabetsu-Yama
Opira
Ōizumi
Meguro (Saruru)
Apoi-Dake
Huyu-sima
Horoman
Toyoni-Dake
Nikanbetsu
Shoya
Abeyaki
Erimo

Quaternary
Neogene Tertiary
Hidaka group
Biotite hornfels
Schistose biotite hornfels
Plagioclase porphyroblast biotite schist
Biotite gneiss
Plagioclase porphyroblast biotite gneiss
Gneissose migmatite
Cordierite migmatite
Granitic migmatite
Amphibolite

Schistose gabbro
Gneissose gabbro
Normal gabbro
Metasomatic gabbro (basic facies)
Metasomatic gabbro (acidic facies)
Olivin gabbro
Saussurite gabbro
Peridotite
Granite

Sheared zone
Fault

0 1 2 3 4 5 km

第 2 図　日 高 帯 南 端 部 の 地 質 図

長野県北部野尻湖周縁の地質と象化石

富　沢　恒　雄*

(1955 年 12 月 8 日受理)

Stratigraphy and Palaeoloxodon of Lake Noziri and Its Neighborhood in the Northern Part of Nagano Prefecture

Tsuneo Tomizawa

(Abstract)

Lake Noziri and its neighborhood situates between the Nagano and Niigata oil-fields, and the stratigraphic succession in this district is as follows.

Lake deposits ……K

Noziri formation { Tategahana lapilli tuff ……J_2 / Momigasaki tuff breccia and lava ……J_1

Furumi formation ……I-H

From the molluscan and diatom fossils, the Furumi formation is considered a neritic or brackish water deposit. This formation underlies the Noziri with clinounconformity. The Noziri formation which was deposited in a lake consists of volcanic ejecta; *Palaeoloxodon namadicus naumanni* Makiyama occurs in its middle part.

I. ま　え　が　き

長野県北部野尻湖附近は，新潟油田南部（富倉油田）と長野油田との中間にあり，両者の対比上重要な位置であるが，火山噴出物層が広く発達しているために，層序関係が不明で，岩石学的研究[13)16)17)]の 2，3 を除いて層序学的研究が余り公表されていない。筆者は，最近，野尻湖周縁の地質調査をなし，その層序関係を明かにし，さらに湖底から *Palaeoloxodon namadicus naumanni* Mak. が産したことから，その層準・時代がほぼ推定されるようになつたので，それらの概要を報告する。

本稿を記すにあたり，藤本治義・畑井小虎・高井冬二・市川渡谷博士，菅野三郎・斎藤豊・平塚平八・砂山晃諸氏に厚く御礼申し上げる。本研究費は，文部省研究助成金（1955 年）の一部によつた。

II. 層　　序

本地方の層序を，筆者は第 1 表のように定めた（第 1 図）。

第　1　表

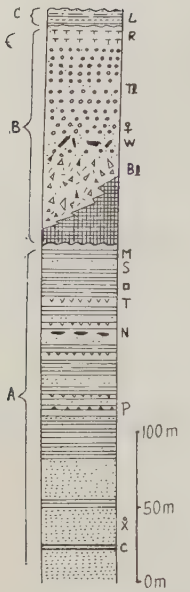
K	湖底堆積物層	
J_2	立ケ鼻火山礫凝灰岩層	野尻累層
J_1	樋ケ崎凝灰角礫岩熔岩類層	
I～H	古海累層	

(A)　古海累層（厚さ ±300 m）

模式地　上水内郡信濃尻村古海滝尾部落付近。

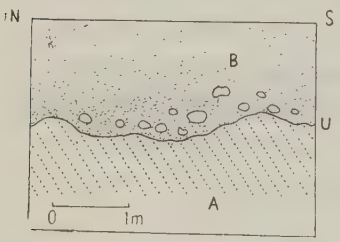
岩相は，中粒ないし細粒の灰色砂岩および暗灰色泥岩の互層で，層理は明瞭である。泥岩は，崩かいし易く，数 cm または数十 cm の薄層で，砂岩層と互層する。古

* 長野県長野北高等学校



第1図 綜合柱状図

A: 古海累層, B: 野尻累層, C: 湖底堆積物層, O: 亜炭層, P: 火山砕屑岩, N: 砂岩団塊, T: 凝灰岩, S: 砂岩, M: 泥岩, Bl: 凝灰角礫岩熔岩, W: 流木, Tl: 火山礫凝灰岩, R: 火山灰, L: 湖底堆積
○×: 貝化石, □: 珪藻類化石, ○+: 象化石



第2図 古海 (Loc. 1) 不整合見取図

A: 古海累層, B: 野尻累層 (火山礫凝灰岩), U: 傾斜不整合 円礫は安山岩類

海滝屋部落西の街道筋露頭では，黄褐色の風化色をなす，やゝ軟質の中粒砂岩中から次の化石を産する。

Acila insignis (Gould), *Astarte* cf. *hakodatensis* Yokoyama, *Clinocardium cilictum* Fabricius, *Lucinoma acutilineata* (Conrad), *Macoma incongrua* Martens, *Pctinopecten yessoensis* (Jay), *Siphonalic fusoides* (Reeve), *Turritella nipponica* Yokoyama, *Terebratulina* sp., *Venericardia* (*Cyclocardic*) *ferruginea* (Clessin)

その他植物化石片を産する。かつて，本層中から数枚の粗悪な亜炭 (厚さ 10 cm～20 cm) が採炭されたことがある。地層の走向 N 45°～50°E, 傾斜 65°NW で，下限は不明で，上限は傾斜不整合関係で，上部累層に被われている (Loc. 1, 第2図)。信濃尻村熊坂東方の露頭は，砂岩泥岩互層で，層理明瞭，その一部に，安山岩質火山砕屑岩層 (厚さ数十 cm～1 m)，灰色軽石質凝灰岩層 (厚さ数十 cm)，および灰色砂質砂岩団塊などが挟まれている。砂岩層中に貝化石片が点在する。地層の走向 N 70°～80°W, 傾斜 40°NE で，傾斜不整合関係で，上部累層に被われている (Loc. 2)。野尻湖岸神山の露頭は，砂岩・泥岩互層に，火山砕屑岩層および灰色硬質砂岩のレンズ状団塊を挟み，また花崗岩円礫 (径 5 cm) も稀に点在する。灰白色凝灰質泥岩中から，次の珪藻類が検出される。

Coscinodiscus decrescens Grun (普通), *C. radiatus* Ehr. (稀), *Arachnoidiscus ehrenbergii* Bail. (稀), *Melosira granulata* (Ehr.) Ralfs (稀), *M. islandica* O. Mull. (稀)

その他，海綿の骨片が常に混入している。地層の走向 N 8°～40°E, 傾斜 30°～38°NW で，下限は不明，上限は傾斜不整合に上部累層に被われている。

(B) 野尻累層 (厚さ 150 m)

野尻湖周縁に広く発達する火山噴出物および凝灰角礫岩・熔岩等からなる累層を一括して野尻累層と仮称する。下部古海累層に傾斜不整合関係をもつて重る。次のように細分される。

(B_1) 樋ケ崎凝灰角礫岩熔岩類層 (厚さ ±60 m)

標式的には，湖岸樋ケ崎に露出する凝灰角礫岩・熔岩層で，熔岩は，淡緑または淡青灰色の緻密な両輝石安山岩である。輝石・斜長石の斑晶の明かな等石基質斑状構造の安山岩で，板状節理がよく発達している。凝灰角礫岩の角礫は，熔岩と同種の安山岩で，火山灰・砂等により膠結されている。熔岩の上位に漸移または interfinger 状に重る。琵琶ケ崎の熔岩類* は，淡青灰色の両輝石安山岩で，若干樋ケ崎熔岩類と異るが，ほゞ同期の噴出と推定される。また，この附近の凝灰角礫岩中には，泥岩の捕獲岩も認められる。

* 第3図地質図では▽の記号をもつて示してある。

第3図　野尻湖周縁地質図（1955，富沢恒雄）

凡例

1. 走向傾斜
2. 貝化石産地
3. 象化石産地
4. 珪藻類化石産地
5. 亜炭
6. 不整合露頭
7. 湖底堆積層
8. 立ケ鼻火山礫凝灰岩層
9. 樋ケ崎凝灰角礫熔岩層
10. 斑尼熔岩
11. 長範山熔岩
12. 古海累層

（8・9：野尻累層）

(B$_2$) 立ケ鼻(タテハナ)火山礫凝灰岩層（厚さ ±90 m）

下位層から漸移し，広く分布し，本累層の主体をなす。岩相は，火山礫または火山岩塊を多く含む凝灰岩層であるが，固結が進まず，火山灰または火山砂礫層を示すところもある。火山礫は径 2～3 cm の軽石質または scoria 質のものが普通で，無層理に点在したり，ときに火山灰層と互層し，灰白色の縞状層理を示したりする。安山岩塊は径 1 m 以上の大塊があり，風化し，塊状凝灰岩中に点在している。一般に黄褐色であるが，軽石質や scoria 質のために，灰白色または褐黒色を呈したりする。

湖岸の標式地立ケ鼻の本層中より *Palaeoloxodon namadicus naumanni* Mak. を産し，また，琵琶ケ崎東・竜宮崎東その他では，半亜炭化した流木片（径 30 cm～60 cm）その他有機物片が多く認められる。

地質構造は，一般にほゞ水平に近いが，局部的には 10° 内外の緩傾斜を示し，ところによつては，30 cm～50 cm の小落差の正断層が認められる。

なお，本累層の最上部には，黒姫火山または妙高火山から由来したと思われる黄褐色の火山灰層が局部的に被覆しているが，厚さ数 m で，下位層との区別がつかない場合が多い。

(C) 湖底堆積物層（厚さ 5～10 m）

古海・本道・野尻・水穴等に分布する旧湖沼堆積物からなる沖積層である。腐植質物を多く含む砂粘土質層である。

III. 地質構造・火成活動

古海累層は，古海で，走向 N 50°E，傾斜 65°NW，熊坂東方で，走向 N 80°W，傾斜 40°NE で，向斜構造の一部を示しているが，野尻湖岸ではその構造関係は不明である。湖南神山では，古海累層の走向 N 8°E，傾斜 38°NW で，おそらく，斑尾火山基底部に延長している富倉油田背斜の西翼部の一部を示すものと推定される。

野尻累層は，一般に 10° 以内の緩傾斜で，小正断層（落差 50 cm）も局部的に認められる。古海累層とは傾斜不整合で重り，両者の地質構造は明かに異つている。

火山活動は，古海累層堆積当時始つているが，顕著な活動は，野尻累層当時である。樋ケ崎熔岩・長(チョウ)範(ハン)山熔岩（複輝石曹長石安山岩）・斑尾熔岩（青灰色複輝石曹灰長石安山岩）は，野尻累層初期のほゞ同期の噴出と推定される。立ケ鼻火山礫凝灰岩層は，湖沼性堆積層で，火山活動に伴う堰止湖の存在したことが推定される。

IV. 対比・地質時代

古海累層は，貝化石種・岩相その他から越後油田の魚沼層群（I_2～I_1），あるいは灰爪層（H_2）の一部に対比され，浅海性または淡水性堆積相である。野尻累層は，下位累層と明らかな傾斜不整合関係にあり，火山性湖沼堆積相で，*Palaeoloxodon namadicus naumanni* Mak. の産出などから，J_1～J_2 期[7][8][10] に相当するものと推定され，越後油田矢代田層[3][4][6]，長野油田豊野層[9][12]，長野県佐久地方の千曲層[14]・塩川上部層[1] にほゞ対比される。本地方の対比表は第2表のようである。

V. 象化石記載

Palaeoloxodon namadicus naumanni Mak.* は，昭和23年2月加藤松之助により，立ケ鼻火

* 本標本は堀江正治氏の手を煩わし，槇山教授の鑑定によるもので，目下野尻公民館に保管されてある．

第4図　*Palaeoloxodon namadicus naumanni* Mak.
上図：咀嚼面，下図：側面

第　2　表

長野油田	野湖尻周縁		富倉油田
鈴木達夫 (1938) 富沢恒雄 (1954)	富沢恒雄 (1955)		森島正夫 (1951)
	湖底堆積層		
飯綱火山灰層			
豊野層	立ケ鼻火山礫凝灰岩層	野尻累層	
初期飯綱集塊岩層	樋ケ崎凝灰角礫岩熔岩層		猿橋礫層 ? 飯山凝灰質岩層
猿丸層	古海累層		大川夾亜炭層
荻久保層			屏風岩d砂岩層

山礫凝灰岩層中より洗い出されたものを採集したもので，いくぶん破損しているが保存良好な標本である。右側第三臼歯で，稜のエナメル質は暗灰色または淡青灰色で，その内部は白色であり，歯質は表面暗色で内部はクリーム色である。稜の最大高さ 215 mm（第11稜），最大巾 90 mm（第7稜），厚さ 14 mm で，全稜数 17 である。咀嚼面は，7稜まで全面磨滅をうけ，8稜以後は磨滅度が減じ，13～14 稜は6ケの乳頭部が磨滅されている。エナメル質内部の褶襞は粗である。野尻小学校保管の標本はやゝ小型で，10 稜あり，高さ 150 mm，巾 200 mm である（第4図，第3表）。

第　3　表

稜	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
高さ (mm)	95	115	127	147	165	170	177	183	193	204	215	201	192	185	158	143	130
巾 (mm)（そしゃく面）		80	88	88	89	85	90	80	80	80	77	75	65	62	60	55	40

VI. むすび

(a)　古海累層は，I～H 期の浅海性ないし半淡水性の堆積相で，褶曲作用をうけている。

(b)　野尻累層は，J_2～J_1 期の火山噴出物層からなる湖沼堆積相で，下位累層に傾斜不整合に重り，地盤変動はあまりうけていない。

(c)　*Palaeoloxodon namadicus naumanni* Mak. は，野尻累層の中位の層準から産する。

(d)　火山活動は，野尻累層初期に樋ケ崎その他各地で最も盛んに行われ，火山活動に伴う堰止湖もあらわれた。

参考文献

1) 本間不二男 (1931)：信濃中部地質誌，古今書院.
2) 金原均二 (1950)：新潟油田の地質，石油技，Vol. 15, No. 2.
3) 鹽田薫 (1948)：越後油田における鮮新洪積統の境界について，鉱物と地質，8集.
4) 槇山次郎 (1950)：中部地方（日本地方地質誌）朝倉書店.
5) 森島正夫 (1931)：信越国境富倉油田の層序，石油技，Vol. 9, No. 1.
6) 新潟県 (1955)：新潟県地質図，新潟県庁.
7) 鹿間時夫 (1952)：第四紀，地団研叢書.
8) T. Shikama (1952): The Japanese Quaternary, its Outline and Historical Review. *Science Reports of the Yokohama National University, Sec.* II, No. 1.
9) 鈴木達夫 (1938)：長野県長野油田地形及び地質図説明書，地質調査所.
10) 高井冬二 (1938)：本邦における新生代哺乳動物（予報）地質雑，Vol. 45, No. 541.
11) 〃 (1940)：新潟県下に発見された2象化石について，地質雑，Vol. 47, No. 563.
12) 富沢恒雄 (1954)：長野県北部地方のいわゆる柵層について，東京教大地質報告，No. 3.
13) 〃 (1954)：長野油田豊野層の層序と化石，地質雑，Vol. 60, No. 707.
14) 八木貞助 (1926)：野尻湖及び其附近の地貌及び地質，田中阿歌麿 野尻湖の研究.
15) 〃 (1931)：信濃国佐久地方産出の象化石と其地層に就いて，地学雑，Vol. 43, No. 506.
16) 山田節三 (1929)：信濃斑尾火山の岩石学的研究，地質雑，Vol. 36, p. 419～435.
17) 〃 (1934)：飯綱黒姫火山，震研い報，Vol. 12, No. 1.

日高変成帯南部，音調津山地のミグマタイトの構造について*

木 崎 甲 子 郎**

(1955年 12 月 26 日受理)

Petrofabrics of the Oshirabetsu Migmatite Dome in the Southern Region of the Hidaka Metamorphic Zone, Hokkaidô

Kôshiro Kizaki

(Abstract)

The long continued migmatite zone constituting the core of the Hidaka metamorphic zone, expands into a fan-shaped area in its southern region, and diverges into several different structural units (Fig. 1). The eastern border unit composed of cordierite migmatite develops around Oshirabetsu Yama, and is surrounded by a narrow zone of gneiss and schistose hornfels. The structure of the unit presents a dome-like arrangement which stretches in NW-SE trend. It is called the "Oshirabetsu Dome". In this area, foliation and lineation develop more or less; it has been measured and plotted (Fig. 2).

According to the shapes and the occurrences of "palaeosomes" and quartz pools, it seems clear that the lineation which is indicated by the orientation of the biotite crystals and the microfolding on the foliation planes, may be considered *b*-lineation.

Generally speaking, petrofabric diagrams show the *a-c* girdle, conspicuously, in the quartz diagrams of schistose hornfels, banded gneiss and cordierite migmatite, while in granitic migmatite, such diagrams show the characteristic $b \curvearrowleft b'$ girdle. The maxima of quartz axes of each rock species have been located near the maxima II, IV, VI by B. Sander (1930), H. W. Fairbairn (1949) (Fig. 26). The gradual change of axes within individual quartz grains extincting undulatory, shows the plastic deformation of quartz crystal and the rotational movement of axes about *b* (Fig. 25). The orientation of the pole of (001) of biotite shows the point maxima at *C* in banded gneisses but in schistose hornfelses, cordierite migmatites and granitic migmatite, the *ac* girdle is shown to some degree; the same is true in muscovite. In granitic migmatite, the maxima of biotite do not show at *c* but they do show in schistose hornfels, banded gneisses cordierite migmatite resembles that of muscovite in cordierite migmatites.

The orientation of (010) of plagioclases corresponds to the pattern of biotite; it is considered that the gliding on (010) may produce albite twinning.

Judging from the megascopic and microscopic studies of petrofabrics, the writer concludes that in the later phase of migmatization, the migmatite moved upwards from NS to SE and the orientation of quartz axes, the base of biotite, muscovite and (010) of plagioclase, were controlled by that movement; thus the lineation was formed. Furthermore, the mechanical and plastical movement of this dome may have produce the recrystallization and the neocrystallization of these rocks.

* 1955 年 6 月 日本地質学会北海道支部例会にて発表

** 北海道大学理学部地質学鉱物学教室

1. はしがき
2. 一般地質
3. 構造および組織
4. 変質について
5. むすび
6. 文献

1. はしがき

音調津（オシラベツ）山地は日高変成帯南部にあつて，おもにミグマタイトで構成されている。これは，日高変成帯の中核を占めて分布するミグマタイトが東方へ大きなふくらみをみせている部分にあたる。こゝではミグマタイトが西北に開いた巾 2.5 km のドーム構造を作つている。この山地を含めた変成帯南端部の概括的な地質状態については，さきに「日高変成帯南端部の変成岩類」*が発表されている。

第1図　日高変成帯の地質概念図
（日高研究グループ原図）

1. 第四紀層，2. 第三紀層，3. 白堊紀層，4. 神居古潭層群，5. 日高層群，6. ホルンフエルス，7. 片麻岩類，8. ミグマタイト，9. 花崗岩質ミグマタイト，10. 片麻状花崗岩，11. 花崗岩，12. 斑れい角閃岩，13. 片麻状斑れい岩，14. 斑れい岩，15. 橄欖石斑れい岩，16. 橄欖岩，17. 新期火山岩類，18. 断層
Kr: 狩勝峠，Ob: 帯広，O: 音調津，M: 目黒，S: 庶野，E: 襟裳，H: 幌満，R: 楽古岳

ミグマタイトの分布・構造・性質が捉えられたのち，つぎに進むべき問題としてとりあげられたのは，このような岩石のできる機構を，あきらかにする点であつた。このためには構造運動の岩質に与える影響をあきらかにするため組織分析を行う必要が認められた。これまで，音調津山地の地質状態はわずかに一部が知られていたのみであるが，日高変成帯のミグマタイトはこの地点で大きく突出し，ひとつの彎曲部とみられ，こゝにはなにか特殊な構造要素が現れているのではないかと考えられていた。

こゝでは，筆者はこのような観点から，音調津山地のミグマタイト類について，とくに構造や組織の解析を行い，その運動の性質をあきらかにしようと試みた。

岩石変成に関する概念のなかで，もつとも重要なもののひとつは，部分運動（Teilbewegung, Partial, movement）のそれである。この概念はすでに，SANDER (1911) によつて異方性粒集合体である岩石の，塑性変形を説明するために与えられている。運動の要素を原子・分子・鉱物粒・鉱物粒の集合体として，それらが受けた力に対して，それぞれがひとつの単位としてその物理化学的性質に応じて運動する。すなわち“**岩石中の要素がその単位ごとに運動すること**”と定義されている。さらに，部分運動は，直接の機械的な運動（たとえば回転・滑り面・双晶形成）と間接の運動（溶液・固体中の拡散・再結晶作用）という現象をふくむ。

このような部分運動の模様が保存されている岩石を

* 舟橋三男・橋本誠二・浅井宏・猪木幸男・広田正一・外崎与之・木崎甲子郎・春日井昭(1956)：日高南端部の変成岩類，地質雑，Vol. 62, No. 731.

第2図　音調津山地の地質および構造概念図

1. ホルンフェルス，片状ホルンフェルス，2. 縞状片麻岩，3. 堇青石ミグマタイト，4. 花崗岩質ミグマタイト，5. 花崗岩，6. 斑れい岩，7. 片理，8. 線構造，9. 節理，10. 断層および破砕帯

テクトナイト (tectonite) という。テクトナイトの組織には多少とも対称性が記録されているが，これが広域の構造運動とどのように対比されるかが重要な問題である。現在のところ岩石組織の対称性と運動方向との関係はあきらかではない。

筆者は，こゝで音調津山地のミグマタイト岩体の構造と組織の分析とその結果を述べて，御批判を仰ぎたい。この稿を起すにあたり，御指導を賜つた鈴木醇教授および教室員諸氏，御討論を頂いた日高研究グループ諸氏にあつく御礼申しあげる。また調査および測定にあたつては北海道地下資源調査所に負うところが多い。銘記して深謝の意を表する次第である。なお当教室杉山清蔵氏には図版作製にあたり御協力を頂いた。あわせて感謝の意を表すものである。

2. 一 般 地 質* (第2図)

日高変成帯南端部では，ミグマタイトを3つの部分に分けることが出来る。そのひとつは猿留川ぞいに分布する主帯であり，北部にまで続く。他はその北側の音調津山地と南側の豊似岳を中心に分布するドーム構造をつくつて大きくふくらむものである。この音調津ドームの中心部は堇青石ミグマタイトが主体となり，その周囲は，縞状片麻岩にとりまかれている。このドーム構造は，北西に長くのび，しだいに北東落しの単斜構造にかわつている。

この岩体の北側は，はんれい岩の細長い岩体があつて，それをへだててホルンフェルスにたいし，東部では，はんれい岩・花崗岩と，間に細く片状ホルンフェルスをはさんで接している。南側には，破砕帯を境にして，片状ホルンフェルス・縞状片麻岩・堇青石ミグマタイトが分布しているが，それらは全体として，南東に沈んだ形をしめし，音調津ドームとは別の構造単位とみなければならない。

縞状片麻岩と堇青石ミグマタイトは漸移しているが，この両者と花崗岩質ミグマタイトとの関係はかんたんに漸移しているとはいえない**。またドームの中央部付近に，ミグマタイト中にふくまれる角閃岩の薄層がみられるが，その延長ははつきりしない。この地域には破砕帯が各所にみられる。これに沿つて花崗岩の小岩体や優白岩・輝緑岩の岩脈がしばしばみられる。

3. 構 造 お よ び 組 織***

こゝでは，この岩体に認められる構造すなわち片理面・節理面・線構造と，組織すなわち石英・黒雲母・白雲母・斜長石の鏡下にみられる光軸・劈開面・双晶面の配列などについて記載と考察を述べる。

a) 構　　造

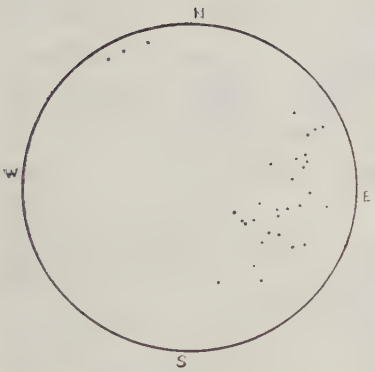
片理面:— 片理面はおもに黒雲母の層状配列によるものである。とくにいちじるしい片理面をしめす縞状片麻岩は，巾 0.3 mm 前後の黒雲母層と石英斜長石層が縞状に互層していつそう強調されている。堇青石ミグマタイトでは，片理のみられない部分もあるが，一般に弱い片理面を持つているのがふつうである。花崗岩質ミグマタイトは，ほとんど塊状であり片理のあるものは少い。

節理面:— 堇青石ミグマタイト中には，ふつうに認めることが出来る。これには東西あるいは東北東—西南西のものと，南北あるいは北々西—南々東にふれるものとの2傾向が見られる。この節理面に平行な小断層や破砕帯がいくつか認められる。この節理は線構造と斜交し，いわゆる Q-節理ある

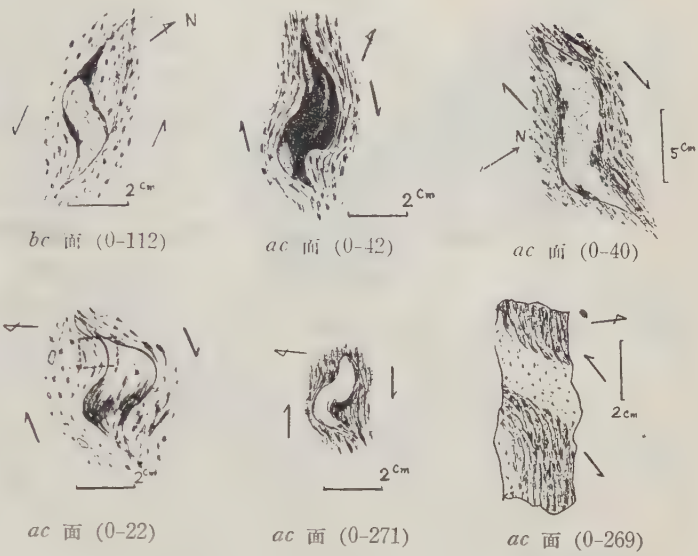
* 舟橋三男・橋本誠二・浅井宏・猪木幸男・広田正一・外崎与之・木崎甲子郎・春日井昭 (1956) 前出参照.

** 外崎与之 (1956) 日高国猿留川流域の花崗岩質ミグマタイトについて，地質雑投稿中.

*** 構造とは megascopic, macroscopic fabric, 組織とは microscopic fabric を指す.



第3図　線構造をシュミット網に投影した図型



bc 面 (0-112)　*ac* 面 (0-42)　*ac* 面 (0-40)

ac 面 (0-22)　*ac* 面 (0-271)　*ac* 面 (0-269)

第4図　パレオゾームおよび石英溜の形態

には引張割理（Tension Joint）とは考えられない。

線構造:— こゝで認められる線構造は，片理面上に線状にあらわれる黒雲母の配列と小褶曲である。黒雲母の線状配列は，片状ホルンフェルスや縞状片麻岩ではよくわかるが，菫青石ミグマタイトでは片理面がやゝはつきりしているものでも認めにくいものが多い。

小褶曲は，縞状片麻岩や片状ホルンフェルスに多くみられ，その軸は黒雲母の線状配列にほゞ一致している。これらの線構造はすべて傾斜角 15°～60° で，ドームの中央程緩くなる傾向がある（第3図）。

b 軸 の 決 定*:—

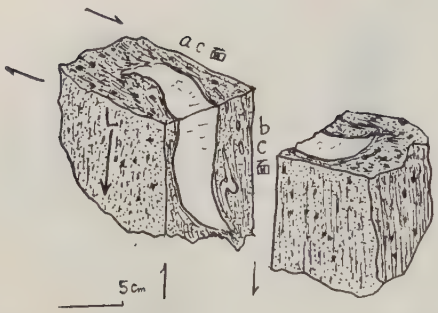
線構造が運動方向にたいしてどのような関係にあるかという問題は，鉱物配列の対称性と運動方向との問題に関連して議論の多いところである。たとえば，ノルエーとスコットランドのカレドニア造山帯に関するノルエー学派(Kvale, Strand, Oftedahl)とイギリス学派(Phillips, MacIntyre, Anderson)の論争に窺われるようにまだ決定されたものはなにもないといつていゝくらいである。そこで，この場合の線構造と運動方向との関係を求めなければならない。

菫青石ミグマタイト中には，いろいろの大きさのパレオゾーム (Palaeosome)** や石英のプールがあり，それらはおおく変形している。それらの形態から変形時の相対的な動きを推しはかることが出来る（第4図）。ところが，線構造に直角な面（線構造をかりに *b* とすれば *ac* 面）にも，平行な面（*bc* 面）にも同じような変形の模様が認められるものがわずかではあるが見出された（第5図）。これは線構造に直角な部分運動と平行な部分運動が組合わさつたものであるとみることが出来る。しかし，この石英溜の石英光軸の配列は，*ac* girdle をしめし，わずかに *bc* girdle にのびようとする傾向が認められる（第6図）。*ac* girdle は後に述べるように *b* に直角な部分運動をしめすものである。

---

* *a* を運動方向，*ab* を運動（片理）面，*c* は *a*, *b* に直角な軸とする（Oftedahl, 1950）．一般に線構造は *b* に一致するが *a* 平行な場合もある．だからこの線構造が *b* であるか *a* であるかを決めなければならない．

** ミグマタイト化作用の際の原岩の残存物，おもに片麻岩やホルンフェルス質のものである．



第5図　堇青石ミグマタイト中の石英溜の形態

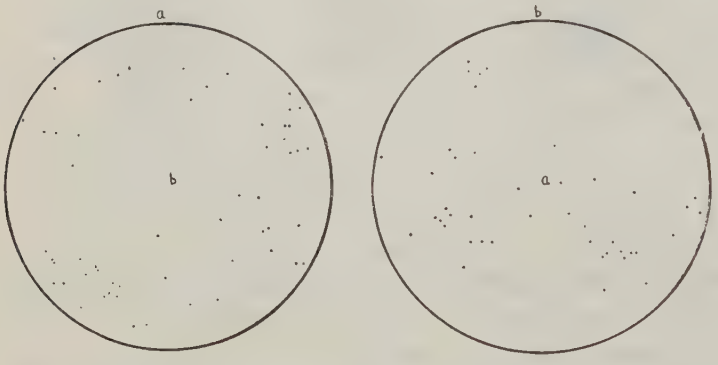
さらに，ii) 片状ホルンフェルスや縞状片麻岩の小褶曲は線構造に一致する（第7図)。

iii) 石英溜やパレオゾームの変形は，一般に線構造に直角な運動の結果であると考えられる（第4図)。

以上の理由から，主要な部分運動は，線構造に直角である。したがつて，この音調津ドームにしめされる線構造は，***b*-線構造**であると結論される。

b) 組　織

片状ホルンフェルス・縞状片麻岩・堇青石ミグマタイト・花崗岩質ミグマタイトの代表的な 17 個の資料



第6図　第5図の石英溜中の石英の組織図（左図は *ac* 面，右図は *bc* 面）

第7図　片状ホルンフェルス中の小褶曲（*ac* 面）

について，石英・黒雲母・斜長石・白雲母の fabric diagram（組織図表）を作製した。各岩石種の組織・粒度・量比については第1表にしめすとおりである。

§ 石　英（第8図～第 27 図）

石英はすべて自形をしめすことはなく，鉱物間を埋めるように発達している。一般に波動消光をしめすが，同じ薄片のなかでも，その強いものと，まつたくないものがある。大型の新鮮な斑状変晶様

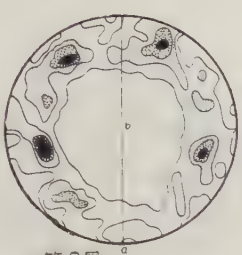
第1表　各岩石種の組織・鉱物量比・粒度（単位 mm）

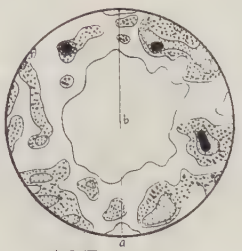
組織	片状ホルンフェルス		縞状片麻岩		堇青石ミグマタイト		花崗岩質ミグマタイト	
	片状，点紋状		片麻状（縞状）		グラノブラスティク		グラノブラスティク	
	量比	粒度	量比	粒度	量比	粒度	量比	粒度
石英	22.1	0.1	34.6	0.2	34.9	max 2.0 0.4	29.4	1.0
黒雲母	27.1	max 0.5 0.1	33.1	max 0.9 0.5	20.2	max 0.7 0.5	13.2	max 2.0 1.0
斜長石	47.5	0.1	27.0	0.4	41.0	max 2.0 0.5	52.4	max 4.0 2.0
白雲母	—	—	0.8	0.3	0.8	0.5	—	—
正長石	—	—	1.7	0.4	2.1	0.4	4.2	1.5
其他	3.3	—	2.8	—	1.0	—	0.8	—
計	100.0	—	100.0	—	100.0	—	100.0	—

に発達したものには波動消光が認められない場合が多い。その中央部には，わずかに屈接率の高い部分があり，その部分にかぎつて気泡様の包含物を持つているのがふつうである。これとはべつに，気泡様包含物が一定面上にならび，その方向に規則性のあるものがある。この包含物の配列は Böhm lamellae* と呼ばれている。一部では，それが石英粒の消光直前に白く輝くいわゆる deformation lamellae である。

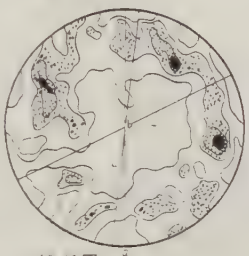
石英の光軸の配列は，一般に *ac* girdle を作る。片状ホルンフェルスおよび縞状片麻岩は，あきらかな *ac* girdle をしめし，その極大域(maxima) は，*ac* (片理面) に対称であることが特徴である。また，第 12 図 (0–121)，第 17 図 (0–105) にあきらかのように，IV** を通る girdle と VI を通る girdle の 2 つが区別されるものがある。VI を通る内側のものは，対称性もはつきりしない。FAIRBAIRN (1949) は，このようなものを残存組織としている。

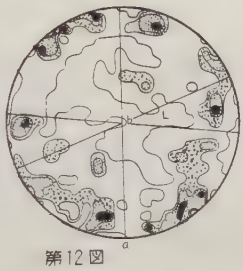
菫青石ミグマタイトも，ほぼ *ac* girdle を作るが，極大域は，*b* を軸とした点の対称であることは，上に述べた片状ホルンフェルスや縞状片麻岩とちがうところである。し

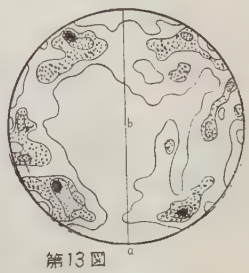

第 8 図

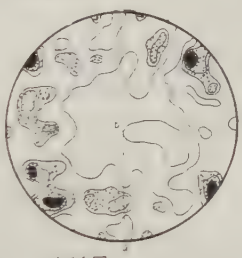

第 9 図

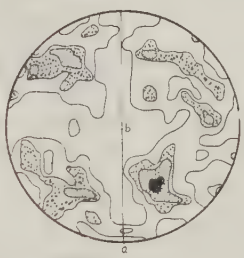
第 10 図

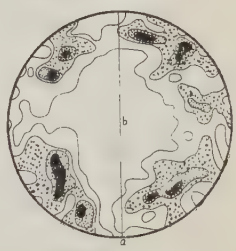

第 11 図


第 12 図

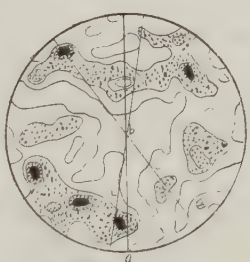

第 13 図


第 14 図


第 15 図


第 16 図

第 17 図

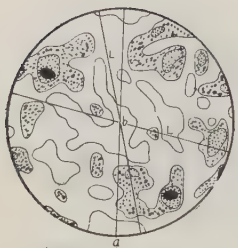

第 18 図

第 19 図

第 8 図	片状ホルンフェルス	(0-267)	石英 260 個 (1-2-3-4%)
第 9 図	縞状片麻岩	(0-271)	〃 299 個 (1-2-3-5%)
第 10 図	〃	(0- 11)	〃 110 個 (1-3-5-6%)
第 11 図	〃	(0- 19)	〃 246 個 (1-2-3-4%)
第 12 図	〃	(0-121)	〃 164 個 (1-2-3-4%)
第 13 図	〃	(0-106)	〃 196 個 (1-2-3-4%)
第 14 図	〃	(0-269)	〃 184 個 (1-2-3-5%)
第 15 図	黒雲母片岩	(0-109)	〃 224 個 (1-2-3-4%)
第 16 図	菫青石ミグマタイト	(0-205)	〃 170 個 (1-2-3-5%)
第 17 図	〃	(0-105)	〃 232 個 (1-2-3-4%)
第 18 図	〃	(0- 22)	〃 170 個 (1-2-3-4%)
第 19 図	〃	(0- 23)	〃 100 個 (1-3-4-6%)

* Deformation lamellae が再結晶すると，その構造は気泡・液泡状の包含物の配列として残される．これを Böhm lamellae という．(BÖHM 1883, HIETANEN 1938, FAIRBAIRN 1949)

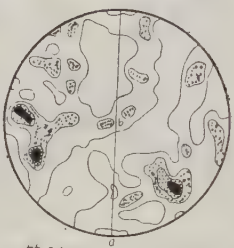
** ローマ数字は，SANDER, GRIGGS & BELL, FAIRBAIRN の Synoptic diagram による (第 26 図参照)．


第20図

第21図

第22図

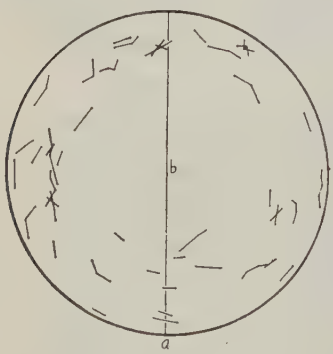
第23図

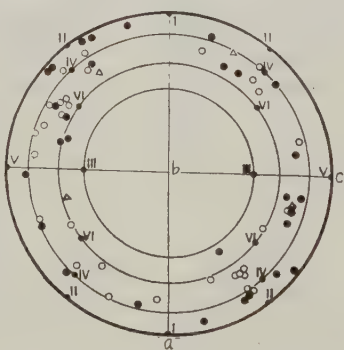

第24図

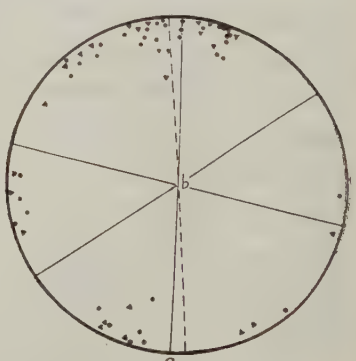
第 20 図	菫青石ミグマタイト	(0- 43)	石英 183 個	(1-2-3-4%)
第 21 図	〃	(0- 60)	〃 145 個	(1-2-3-5%)
第 22 図	〃	(0-220)	〃 130 個	(1-3-4-5%)
第 23 図	〃	(0-221)	〃 180 個	(1-3-5-7%)
第 24 図	花崗岩質ミグマタイト	(0-231)	〃 130 個	(1-2-3-5%)

かしながら，方向性の強い 0–205（第 16 図）は，片麻岩類とおなじく面の対称をしめしている。また，0–22（第 18 図），0–23（第 19 図）のように，副極大域を考えに入れても対称を欠くものがある。とくに，0–22 は，第 4 図にみられる黒枠部の測定であるから，片理面の回転を考えに入れなければならない。0–109（第 15 図）は片麻岩が，強い偏圧によつて石英が細粒となつた，一種のミローナイトである。これでは，*ac* girdle にならず，むしろ，IVあるいはVIの極大域に集中する傾向がみられる。

Sander と Griggs & Bell による Synoptic diagram に，それぞれの極大域を重ねて投影すると，第 26 図のようになる。この図から，極大域は，岩石種による差別は現われず，一般に，II・IV・VI付近に集る傾向を認めることが出来る。また，石英の波動消光による光軸の移動の模様を第 25 図にしめした。それぞれの線は，単位粒内での光軸の移動の範囲をしめすとともに，それは，*b* のまわりの光軸の回転を意味するものである。花崗岩質ミグマタイトは，以上にのべた 3 つの岩石種とはまつたくちがつた，2 つの girdle の組合せ（*b*∧*b*' girdle）を持つている（第 24 図）。


第 25 図　石英の波動消光にともなう単位粒内の光軸の移動（菫青石ミグマタイト）


第 26 図　Sander と Griggs & Bell による Synoptic diagram にすべての極大域を投影したもの
三角：片状ホルンフェルス
黒丸：縞状片麻岩
白丸：菫青石ミグマタイト


第 27 図　石英の Böhm lamellae（黒丸）と斜長石の割目（黒三角）の極の投影図

Böhm の lamellae は，片麻岩と堇青石ミグマタイトには，多少の差はあっても，普遍的に見られるが，片状ホルンフェルスには認められない。Lamellae は石英粒の内側にとまるものと，粒の外に続くものがあるが，それらは，斜長石にみられる割目と平行である。この2種類の面の極を投影すると第 27 図のようになる。これは，石英の lamellae と斜長石の割目は同じ意味を持つことをしめしている。その方向は，一般に，2方向，ときに 3～4 方向が認められるが，各図表には，おもな2方向のみを投影した。その面は *b* に平行* (hol) で，配列の傾向は付近のものは似ているが，全体としての規則性はないようである。

考　察:—

girdle について

ac girdle はおおくの tectonite にみられるものである。この girdle に成因については，従来，3つの仮説がある。

1は，石英粒の回転によるものである。すなわち，運動面に，結晶の対応する面が一致するまで回転する。Schmidt (1932) は (0001), (10$\bar{1}$1), (10$\bar{1}$0) を転位面とし，[m : m], [c : m], [r : r] を転位の方向と考え，そのうちのどれかが滑りの方向，滑り面として，運動方向と運動面に制約されるようになるまで粒内回転をする，と考えた。*b* のまわりの girdle は，粒がまだそれぞれの極大域（配列を制約する位置）に到達していないか，または，それから回転をはじめている，その軌跡をしめすものである。Sander (1930) は，*ac* girdle は *a* に平行な部分運動によって *b* のまわりの回転によると考えた**。

つぎは，*ac* girdle は粒の回転なしに運動方向の連続的な変化によつて作られる。すなわち，*b* は無数の *s* 面の交線とみられる。Fairbairn (1949) は，このような *b* 軸の回転は，実際にはあり得ないと述べている。

第3の説明は，微褶曲によるものである。いくつかの *s* 面の交りだけでは不完全な girdle しかしめさない。完全な girdle は，*s* 面の屈曲によらなければならない。しかし，girdle を作る tectonite のすべてには，そのような微褶曲は認められない。

Knopf & Ingerson (1938) は，これらを含めて外部回転によるものもあると述べている。

この地域のミグマタイト類の *ac* girdle については，さきに述べたように石英の波動消光による光軸の移動は，*b* 軸のまわりの粒内回転をしめしている。これは石英内部の塑性変形によるものにほかならない。それは，*b* に直角な運動によって，*r* 面を滑り面 [m : r] を滑りの方向として極大域に対応するように回転していると考えられる。波動消光および girdle を作る粒の光軸の分布は，その過程をしめすものであろう。

片状ホルンフェルスや片麻岩では，運動面に制約されて粒の内部回転にとどまり，極大域は，片理面に対して対称である。しかし，堇青石ミグマタイトでは，さらに，外部回転を伴い，面対称はこわれて点 (*b*) の対称もしくは非対称の極大域をしめすようになる。

これは，これらの3つの岩石種が，ともに *ac* girdle や第 26 図の Synoptic diagram への極大域の投影にしめされるような，共通の変形をしめしているにもかかわらず（第28図），しかも堇青石ミグマタイトの可塑性の大きのため，外部回転や，それに直角な弱い運動を伴い，対称性が乱されていくことをしめすのであろう。

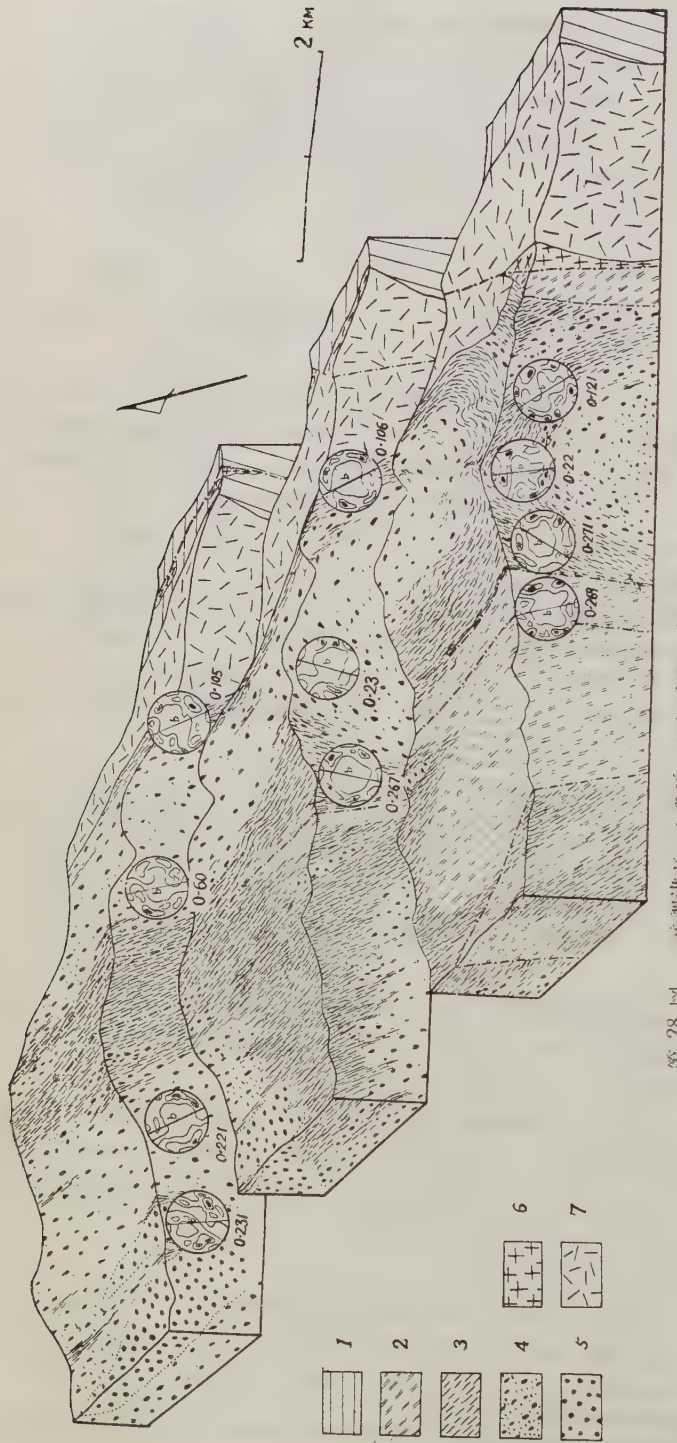
極大域について

第 26 図の極大域の分布をみると，片状ホルンフェルスも縞状片麻岩も堇青石ミグマタイトも，その岩石種にかゝわりなく，おゝむね，II・IV・VIに近く散乱する。このことは，石英の変形は，その

---

* Ingerson & Tuttle (1945)も同様な事実をのべている.

** しかし，*ac* girdle が必ずしも *a* に平行な運動ではないことが Martin (1935) や Anderson (1949) によつてしめされ，Sander もそれを認めている.



第 28 図 音調津トースのブロックダイアグラムと石英の組織図表
1. ホルンフェルス，2. 片状ホルンフェルス，3. 縞状片岩，4. 黒雲母ミグマタイト，5. 花崗岩質ミグマタイト，6. 花崗岩，8. 斑れい岩

岩石種にかゝわりなく，すべて相似た傾向を持つていることはすでに述べた。またすでに述べたように，とくに強い偏圧を受け細粒石英を持つ片麻岩が（第 15 図）girdle をしめさず，IV，VI の極大域に集中する傾向を持つている。これは，構造運動(差動運動)の制約が強くなるにともなつて，前にのべた結晶学的制約がはつきり現われてくることをしめすものであろう。

このような模様をもたらす石英の配列機構については，Sander と Griggs & Bell の断裂説 (fracture hypothes) と Sander や Schmidt による転位説 (translation hypothes) がおもなものである。Griggs & Bell は，石英の破砕実験によって石英配列機構をつぎのように考えた。応力にたいして石英は波動消光を生じ，C 軸に平行な針状石英に割れ，それが回転し，その後の再結晶作用が針状をかくしてしまう。

しかし，この場合には，針状石英の形跡はなく，むしろ波動消光による光軸の移動がしめされることなどから，girdle の項で述べた Schmidt の転位説を支持する事実が多い。筆者は次のような配列順序を考えた。

i) 波動消光による塑性変形。C 軸がわずか移動する。

ii) 強い波動消光。C 軸の移動。波動消光の単位ごとにその境目に不連続面が出来る。

iii) 超顕微鏡単位でのC軸の粒内回転。

iv) この際強い部分運動が働けば，こゝで粒状化が起る (granulation)。

v) 斑状変晶として成長（再結晶）波動消光は消える。

しかしながら，このような配列順序は，長い変成史のある断面における石英の応力に対する挙動を述べただけである。実際には，SiO_2 の移動に伴う石英の消長と運動とを関連して考えていかねばならない。

lamellae について

この地域の lamellae についてはすでにのべたが，それについての諸説を以下にのべる

Böhm (1883) はアルプスの北東延長上の雲母・緑泥石・角閃石を含む片岩や片麻岩を記載した際，石英内に波状・気泡状・固体状の包含物が面配列をしていることを発見した。それはおゝく，並行配列をして，粒の内部あるいは外にいくつかの粒にわたって連続していた。のちこれを Böhm の lamellae と呼んだ。

Becke (1892) はアルプス中央部の片麻岩から波動消光と底面に約 30° 傾く lamellae を記載した。この lamellae は他の部分よりわずかに低い屈折率を持ち，おゝくの包含物からなっているので，彼は不完全な healed structure であると結論した。

Mügge (1896) はウェストフィーレンの石英斑岩から，波動消光の帯は光軸にほゞ平行で，この lamellae は波動消光帯に直角であることを指摘した。彼は lamellae の曲りと消光位の回転の関係から，Böhm lamellae は転位のための滑り面であって，この面に沿う滑りが波動消光を作ると考えた。

Holmquist (1926) は岩石中の石英の形態的な研究から，スェーデンの花崗岩中のいわゆる Böhm lamellae が曲り，その面は底面に接近にあることを発見した。彼はそれを滑りによる石英の転位に応用しようとしたが，破砕現象ではないという確言も出来なかつた。

Sander (1930) は，自由回転台を用いて黒雲母片岩や珪岩中の Böhm lamellae を発見し，これらの面の極と光軸とのなす角は 6°～30° まで変り，平均 20° であること，転位の滑り面として働くと結論した。

Fairbairn (1938) も，光軸と lamellae との関係を求め，大体に Sander と似た結論を見出している。

Hietanen (1938) は Mügge や Sander の結果を拡張し，lamellae によって石英軸の配列機構を説明した。応力を受けて底面に平行に滑りが生じ同時に光軸に平行な変形（波動消光）を生じた。しかし，この滑りはある限界に達すると小さな破砕を作る。これが lamellae の現象である。さらに変形が進むと，石英粒は無数の超顕微鏡的な塊に分れて光軸を回転する。これは，全体として lamellae の位置を変えないで，光軸の配列を変化させる (Frontwendung)。

以上のように lamellae を石英軸の配列と関連して考えようとする傾向が強いが，一方，Ingerson & Tuttle (1945) は Ajibik 珪岩を用いて，光軸と lamellae は結晶学的な関係を持たないと主張している。

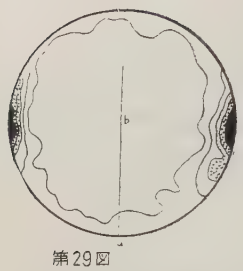
Riley (1947) は，Baraboo 珪岩で，lamellae はもはや変形の高度のものではなく，変形の最後の段階に発達し，光軸とは無関係であり，地域的な大構造に関係があることを発見した。

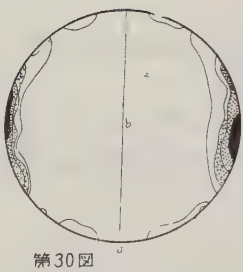
Turner (1948) も lamellae は光軸の配列とは別物の後期のものであるとしている。

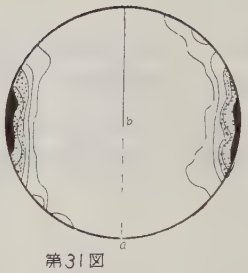
中山勇 (1949) は lamellae を滑り面として，石英の伸長度と配列の関係を論じている。

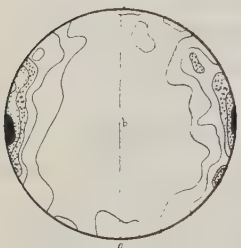
このように，lamellae を石英の変形配列の機構に関連して考えようとするものと，まったく無関係な，後の sealed fracture であるとするものとが対立しているが，昨年，Weiss (1954) はいわゆる lamellae を，その光軸がまわりとやゝずれる deformation lamellae, deformation band と包含物の配列 (sealed fracture) に分け，前二者は，最後の形成であって光軸の配列とは無関係であるが，現在の配列を破かいしていく傾向であり，後者は，(*ac*) 節理と同じ意味をもつものであるとして区別している。

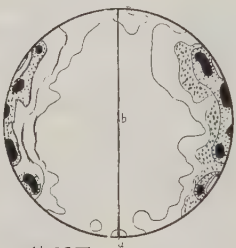
この地域に見られる Böhm lamellae は，Weiss のいう sealed fracture であるとともに一部は deformation lamellae でもある。したがつて，さきに述べたように，deformation lamellae が再結晶して包含物の配列を作るという点においては，Hietanen や Fairbairn の考えに一致する。

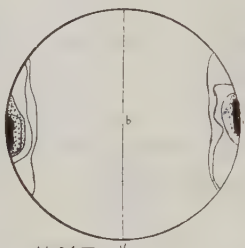

第29図


第30図

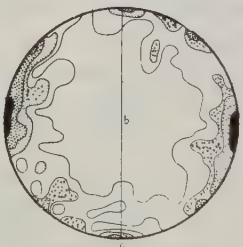

第31図


第32図


第33図

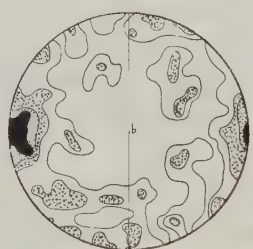

第34図

第35図


第36図

第37図

第38図


第39図

第40図

第 29 図	片状ホルンフェルス	(0–267)	黒雲母	150 個 (3-6-9-12-17%)
第 30 図	縞状片麻岩	(0–271)	〃	100 個 (3-6-9-12-19%)
第 31 図	〃	(0– 11)	〃	104 個 (1-6-9-12-21%)
第 32 図	〃	(0 –19)	〃	145 個 (1-3-6-9-11%)
第 33 図	〃	(0–121)	〃	208 個 (1-3-5-6<%)
第 34 図	〃	(0–106)	〃	86 個 (1-9-15-23-38%)
第 35 図	〃	(0–269)	〃	107 個 (3-6-9-11%)
第 36 図	堇青石ミグマタイト	(0–205)	〃	130 個 (1-3-6-9%)
第 37 図	〃	(0–105)	〃	171 個 (1-4-8-14-18%)
第 38 図	〃	(0– 22)	〃	162 個 (1-2-3-4<%)
第 39 図	〃	(0– 23)	〃	100 個 (1-3-4-5%)
第 40 図	〃	(0 –43)	〃	162 個 (1-3-5-7%)

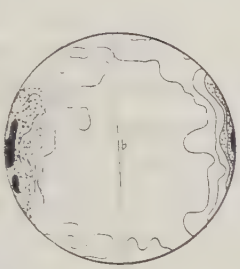
しかし，斜長石や石英の割目との関係（第 27 図）や光軸との関係（lamellae pole はより強く収斂する）から，あきらかに光軸の配列とは無関係である。かくて，この lamellae は，変成の比較的後期に生成した shear fracture あるいは micro joint というべきものであり，すべて *b* 軸に平行であるという事実は線構造の形成と関連するものとみることができる。そのごの再結晶によつて，包含物の配列となつた残存構造である。また，各図型に見られる lamellae の傾角の不規則性は，運動の局地化をしめすものと考えられる。

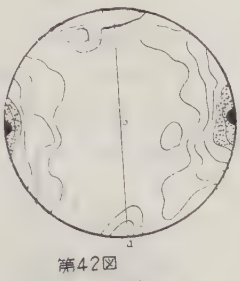
§ 黒雲母および白雲母

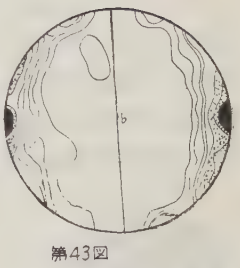
片状ホルンフェルス・縞状片麻岩・堇青石ミグマタイト・花崗岩質ミグマタイトとそれぞれの黒雲母の大きさ・色・屈折率などにちがいがある*。また縞状片麻岩や堇青石ミグマタイト，とくに，後者では波動消光や撓曲がいちじるしい。第 29 図から第 44 図までは，黒雲母の (001) の極を投影したものである。片状ホルンフェルス・縞状片麻岩および堇青石ミグマタイトではすべてCに極大域を持つている。なかでも，縞状片麻岩はもつとも集中度が高く，ついで片状ホルンフェルス・堇青石ミグマタイトの順に girdle を作る。とくに，0–22 第 38

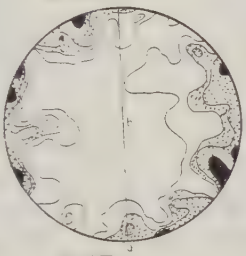
* 舟橋三男他 6 名 (1956) 前出.

図については，石英の項で述べたように，あきらかに片理面 (*ab*) の回転によるものである。花崗岩質ミグマタイト（第 44 図）は，上の三者とはまったくちがった，Cにはずれた極で線を持つ girdle を作っている。

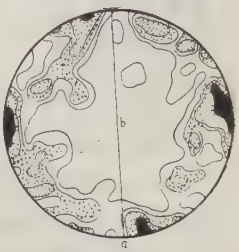

第41図


第42図

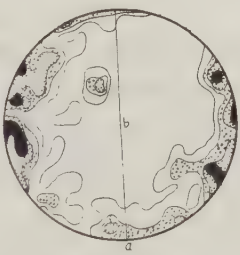

第43図


第44図

第45図


第46図

第47図


第48図

第 41 図	菫青石ミグマタイト	(0-60)	黒雲母	171 個 (1-3-5-7-9%)
第 42 図	〃	(0-220)	〃	145 個 (1-4-7-10-14-16%)
第 43 図	〃	(0-221)	〃	130 個 (1-3-5-7-9-10-13%)
第 44 図	花崗岩質ミグマタイト	(0-231)	〃	120 個 (1-2-3-4<%)
第 45 図	菫青石ミグマタイト	(0-19, 0-23, 0-43, 0-221)		
			白雲母	111 個 (1-3-5-9%)
第 46 図	〃	(0-22)	斜長石	(010), 112個 (1-2-4-6%)
第 47 図	縞状片麻岩	(0-121)	〃	100 個 (1-3-5-10%)
第 48 図	菫青石ミグマタイト	(0-220)	〃	81 個 (1-3-5-8%)

考　察:一

片麻岩の集中度の高いことは，片麻岩形成時に強い片理形成の力の働いたことをしめすものである。また菫青石ミグマタイトの girdle 形成は，0-22 にみられると同様に，ミグマタイト化作用に関連して片理が弱くなり，さらに *b* 軸の回転によるものである。だから，菫青石ミグマタイトにみられるCの極大域は，残存構造と考えられる (Sahama 1936, Weiss 1954)。

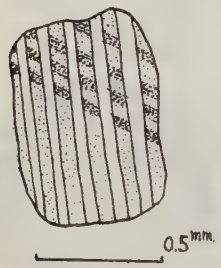
花崗岩質ミグマタイトは，上述の三者が黒雲母の配列からみても，一連のものとみられるにたいして，石英の場合と同様に，異った運動の下に形成されたことが窺われる。黒雲母は，さらに，菫青石ミグマタイトにみられ，その量は少い。黒雲母の周縁で，それを交代したものと考えられることが多く，黒雲母生成より後に晶出したものである。第 45 図によると，同じ岩石の黒雲母の配列とはちがって，むしろ花崗岩質ミグマタイトの黒雲母の配列に似ている。花崗岩質ミグマタイトが，菫青石ミグマタイトより後の形成と考えられていることと考え合わせると興味深い。同じ岩石中の黒雲母と白雲母の極大域が一致しない例は，Cloos & Hietanen (1941) によっても報告されている。

§ 斜 長 石

斜長石は（第 46～48 図）石英・黒雲母とともに主要な構成鉱物である。片状ホルンフェルス・縞状片麻岩・菫青石ミグマタイトでは，粒状または丸味を帯びた半自形をしめす。An%＝20～35。

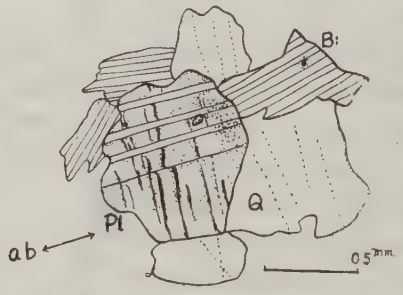
ここでは，斜長石の (010) の極を投影したもの 3 個の例をあげる。これらはすべて，Cに極大域を持ち，*ac* girdle を作る傾向がみられる。したがって黒雲母の模様に一致する。とくに，0-22（第

46 図) は，石英や黒雲母の項で述べた事実がこゝでもあてはまることをしめしている。さらに，斜長石のアルバイト双晶のなかに，第 49 図のように，片理面に平行なアルバイト双晶とそれに斜交する双晶* の痕跡が認められることがある。後者は，黒い細い包含物で埋められている。また，ぼんやりした累帯構造を鋭いアルバイト双晶で切っているものがある（第 50 図）。これらは，古い組織と新しい組織の関係を示すものであろう。



第 49 図 斜長石の 2 種類のアルバイト双晶

第 50 図 斜長石の累帯構造とアルバイト双晶



第 51 図 斜長石の割目を切つてアルバイト双晶の発達する様子 (0-121, *ac* 面)

考　察:—

上述のことがらは，斜長石の (010) は，黒雲母の (001) と同様に，滑り面として運動面に平行に働き，アルバイト双晶を作り出す要因となつている。そこで，これらの 2 つの鉱物のおのおのの面は受けた運動に対して斜長石はやゝ強い抵抗をしめすようではあるがほとんど相似の変形を行うということがいえる。しかし，前述の古い組織としたものが，広域の大構造からみてどのようなものであるかはまだあきらかではない。

アルバイト双晶のあるものは，第 51 図にしめしたように，変形の後期の産物である割目を切つて生じている。この事実から，アルバイト双晶は機械的な滑りにともなつて，変成の比較的後期に発達することが出来ると考えられる。

斜長石の双晶については，すでに牛来正夫 (1950, 1951) によつて，火成岩と変成岩の双晶の様式のちがいが扱われている。また広田正一 (1952) や外崎与之 (1956) などによつて，日高変成帯のミグマタイト類の双晶がとりあげられている。彼らによれば，縞状片麻岩や藍晶石ミグマタイトには，C 双晶がまつたくないか，または少く，A 双晶と U 双晶の多いこと，花崗岩質ミグマタイトには C 双晶が多いこと，したがつて，前二者は変成岩のそれであり，後者は火成岩の双晶形式に類似するといいかえれば，前二者は固態のまゝで変成し，後者は熔融態であつたと述べている。

変成岩は，つねに運動をともない，かつ双晶は上述のように運動に関連するものであることに考えを及ぼすとき，双晶の問題は，このような平面的な現象論から一歩踏み出さなければならない。

4. 変 質 に つ い て

これまで，岩石の構成鉱物の変形と配列について述べてきたが，これらの変形や配列は，その鉱物や岩石の性質につながりをもつてくるにちがいない。こゝでは，鉱物の再結晶や斑状変晶の成長などの点から簡単にのべるにとどめる。

a) 石英の Böhm lamellae は再結晶による残存組織であり，新鮮な斑状変晶にはその lamellae

* これは黒い細い包含物のならびであつて，形の上からアルバイト双晶の痕跡であると判断した．これらについては今後研究を進めたい．

も消えて認められない。

b) 第 51 図のように，斜長石で割目を切って双晶が発達するのは，滑りの運動にともなって再結晶したものと云える。

c) 正長石は晶出が遅く，他鉱物粒の間を埋め，斜長石を交代して成長している。それは，斜長石における割目を残すもの，割目が微細な包含物の配列として認められるもの，あるいはまったくその痕跡を止めないものがあり，割目形成後に，正長石が成長していく有様をうかがうことが出来る。

d) 縞状片麻岩の黒雲母は，他のそれにくらべてもっとも濃い赤褐色を示し，より低い屈折率とより高いアルミナの含有率を示している。さらに，縞状片麻岩の化学成分の点からみても，他の岩石に比べてもっとも高いアルミナ含有率を持っている（木崎 1951）（舟橋 1956）。これらのことからは，組織の項で考察と考え合わせて，縞状片麻岩が構造的にも化学成分的にも，ミグマタイト化作用のなかでひとつの頂点（culmination）をかたちづくるものである。

e) 白雲母は，黒雲母を交代して成長し，その配列の傾向は黒雲母のそれと異っていることはすでにのべた。このように，線構造を作る運動（ドーム形成）は，石英や斜長石に割目を作り，引きつづく結晶作用はそれを消していき，あるいは，新しい鉱物が古い鉱物を交代して成長することに連関を持っている。これらのことからから，ドーム形成自体がミグマタイト化作用あるいは花崗岩化作用において，ある役割をしめていることを知ることが出来る。

5. むすび

この地域における線構造と運動の関係について，筆者は，線構造に直角な部分運動が主要な運動であり，鉱物の配列を支配していることを述べた。そして，おもな構成鉱物の配列の傾向と変質の様子を少しく述べた。

線構造と，第4図の相対的な動きをそれぞれの点で地質図上に落すと，ドームの内側ほど，その中心に向って動いていることがわかる。このような部分運動の総和がドーム構造としてしめされている。その移動の方向は，北西下方から南東上方へ向っていると考えられる。ドーム形成の際，菫青石ミグマタイトでは b を中心とした外部回転がいちじるしい。このことは，石英・黒雲母・斜長石の項で述べたとうりである。これは，菫青石ミグマタイトが，より可塑性を持っていることをしめすものであろう。ドームの北側にはえれい岩は，ドームとホルンフェル帯の境界をえらんで迸入したものである。またドームのまわりに見られる大きな破砕帯をともなった断層は，ドーム形成の最終期の動きをしめすものであり，その破砕帯は，花崗岩の小岩体や優白岩・輝緑岩の岩脈の迸入と関連を持つものである。

このように，ドーム形成の運動は長い歴史を持ち，その周囲にわたって，後期にまで波及して，破砕帯の形成や火成岩の迸入を由来するのである。

今後の問題

この論文では，ミグマタイト化作用のある時期に生じたドーム形成という事件を中心に，その運動方向と構成鉱物の配列機構についての考察を述べた。しかし，このような運動と，ミグマタイト化作用，いいかえれば成分の移動や鉱物の成長とが，如何にむすびつくか，ということについては今後の問題として残されている。従来のこの種の組織分析の研究は，たんに変形の機構についてのみ述べられていることが多い。むしろ岩石の変形と変質との関係をあきらかにしていくことが，組織分析の今後の課せられた問題であることを痛感するのである。

6. 文　　献

1) Anderson, E. M. (1948): On Lineation and Petrofabric Structure. *Q. J. G. S.*, **104**.
2) Cloos, E. (1946): Lineation; a critical review and annotated bibliography. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, **18**.
3) Cloos, E. (1947): Tectonic transport and fabric in a Maryland granite. *Bull. Comm. Geol. Finland*, **140**.
4) Fairbairn, H. W. (1941): Deformation lamellae in quartz etc. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **52**.
5) Fairbairn, H. W. & Chayes, F. (1949): Structural Petrology of deformed rocks. *Cambridge*.
6) 舟橋三男・橋本誠二 (1951): 日高帯の地質，地図研専報，**6**.
7) 舟橋　三男 (1955): 日本におけるアルプス造山，自然，4，6 月号.
8) 舟橋三男・橋本誠二・浅井　宏・猪木幸男・広田正一・外崎与之・木崎甲子郎・春日井昭 (1956): 日高帯南端部の変成岩類，地質雑，**62**
9) Griggs, D. & Bell, J. F. (1938): Experiments bearing on the orientation of quartz in deformed rocks. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **49**.
10) Gorai, M. (1950): Proposal of twin method for the study of "Granite problem". 地質雑，**56**.
11) Gorai, M. (1951): Petrological study on plagioclase twins. *Amer. Min.*, **36**.
12) Hietanen, A. (1938): On the petrology of Finnisn quartzites. *Bull. Geol. Com. Finland.*, **122**.
13) 広田　正一 (1952): 日高帯に見られる"花崗岩様混成岩類"の生成機構に関する一考察，地質雑，**58**.
14) Knopf, E. & Ingerson, E. (1938): Structural petrology. *U. S. G. S. Mem.*, **6**.
15) Martin, H. (1935): Über Striemung, Transport und Gefüge. *Geol. Rund.*, **26**.
16) 中山　勇 (1949): 動力変成岩に於ける石英の配列機構に関する一考察，地質雑，**55**.
17) Oftedahl, Ch. (1950): Petrology and Geology of Rondane Area. *Norsk. Geol. Tidskr.*, **28**.
18) Phillips, F. C. (1937): A Fabric study of some Moine schists and associated rocks. *Q. J. G. S.*, **93**.
19) Riley, N. A. (1947): Structural petrology of the Baraboo Quartzite. *Jour. Geol.*, **55**.
20) Sahama, TH. G. (1936): Die Regelung von Quartz u. Glimmer in den Gesteinen der Finnisch-Lappländischen Granulit Formation. *Bull. Comm. Géol. Finland*, **113**.
21) Sander, B. (1950): Einführung in die Gefügekunde der Geologischen Körper. *Vienna u. Iunsbruck*.
22) 外崎　与之 (1956): 日高国猿留川地域の花崗岩質ミグマタイトについて，——とくに2つの型——地質雑，投稿中.
23) Turner, F. J. & Verhoogen, J. (1951): Igneous and metamorphic petrology. *New York*.
24) Weiss, L. E. (1954): A study of tectonic style. *Univ. California Pub. Geol. Sci.*, **30**.

日本炭の顕微鏡的研究*（第II報）

「従来のドリット」とその特殊性

中　柳　靖　夫**

(1956 年 1 月 9 日受理)

Microscopic Studies on Japanese Coals (Part II)

On the Japanese "Durite" and its Special Properties

Yasuo Nakayanagi

(Abstract)

The dull coal which has been hitherto called "durite" in Japan is divided into three typical types, that is, A: degradinite+exinite, B: degradinite+innertinite and C: degradinite+minerals. From the view points of European petrographical classification, A, B and C comes under the category of "clarite", "duro-clarite" and "intermediate" from vitrite to shaly coal or coaly shale, respectively (Table 1).

There are many kinds of intimate mixtures of various rock types and minerals which are principally clayey. They have been called shaly coal or coaly shale, a broad name which should be subclassified according to each rock types. That is, a precise coal nomenclature should be based upon the combination of both classifications for coaly matter and mineral matter.

Special petrographic natures of our dull coal are discussed based on the microscopic natures of the macerals. The particular physical and chemical properties of the dull coal is in close relation to such special petrographic natures which are caused by the differences of environmental conditions according to the regional and geological varieties.

I．ま　え　お　き
II．日本炭の「従来のドリット」
III．日本第三紀炭のヨーロッパ石炭紀炭に対する相違点（特殊性）
IV．日本第三紀炭の特殊性と分類
V．考察の基本的立場
VI．む　す　び

I. ま　え　お　き

日本においてはヨーロッパの分類に対する誤解が根強く存在する。筆者は，第I報において，デグラディニットがコリニットの一部に対比され，したがつて「従来のドリット」がドリットではないことを明らかにしたが，根強い誤解を解くためには，もつと根本的な問題――日本炭がヨーロッパ石炭紀炭に対して特殊な物理化学的な性質をもつことと石炭の岩石学的な分類とその特殊性との関係――について詳しく考察しておかなければならない。この第II報では，かような問題について筆者の見解を述べようと思う。

* 日本地質学会 1955 年年会で述べる予定であつたが，海外出張のために講演できなかつたものをその後さらに補筆したのである。

** 石炭綜合研究所

II. 日本炭の「従来のドリット」

第1報[1]の結論に従えば，日本炭の「従来のドリット」はヨーロッパのクラリットに対比されることになる。しかし，かように機械的に結論を引き出すまえに，「従来のドリット」についてはもう少し詳しく検討してみる必要がある。それは，「従来のドリット」が日本の石炭のうちで最も複雑であり，しかも，それを明らかにすることは日本炭の分類を一層完全にするために，重要な意味を持つと考えられるからである。したがつてこの節では単位成分に立脚して，「従来のドリット」を具体的に詳しく考察しようと思う。

「従来のドリット」の一般的な特徴は第I報に簡単に述べられているが，第2次大戦後日本において発表された主な論文報告解説[2~20]，石炭綜合研究所に保存されている写真を参照すると，日本炭の「従来のドリット」の組成は第1表のようになる。

第1表 日本炭の「従来のドリット」の組成

タイプ	デグラディニットと共存する単位成分		対応するヨーロッパの分類名	
	主要な成分	附随的な成分		
A	Sp.	R. K.		クラリット
		Sk. O.	Sk. O. の量に応じて	クラリット←→ドロ・クラリット
		Min.	Min. の量に応じて	クラリット←→炭質頁岩
B	Sk. O.	なし	Sk. O. の量に応じて	ビトリット←→ドロ・ビトリット
		R. Sp. K.	R. Sp. K. の量に応じて	ドロ・クラリット←→クラリット
		Min.	Min. の量に応じて	ドロ・ビトリット←→炭質頁岩
C	Min.	なし		
		R. Sp. K.	Min. の量に応じて	不純炭←→炭質頁岩
		Sk. O.		

註: Sp.……スポロポリニット， Sk.……スクレロティニット， O.……不透明体， Min.……鉱物
R.……レジニット， K.……クチニット

第1表では，デグラディニットと共存する主要な単位成分の種類によつて，「従来のドリット」がA·B·Cの3つのタイプに区別されている。クチクラを主とするもののうち，鉱物質の少いものは，これまで一般にクラリットといわれていたので，これは第1表からはぶかれている。なお，写真 10 のように同時鉱物を多く含みクチクラを主とするものや，写真 14 のように非常に大きな不規則なスクレロティニットを含むもの，等は「従来のドリット」に含ませうるかどうか，相当に問題もあるが一応ここでは「従来のドリット」とともに取りあつかつておくことにする。この場合，ミクリニット・セミフジニット・フジニットは日本炭中には一般にほとんど存在せず，もしあつたとしても非常に少量であるから，表を単純化するためにこれらの3成分は除外されている。またビトリニットが除かれているのはこの表の組成をできるかぎり典型化しようとしたためであり，ビトリニット(定形をもつ)が増加するにしたがつて「従来のドリット」からクラリットをへて，ついにはビトリットに移行する。

「従来のドリット」にはスポロポリニットを主とするものが最も多く，これをAタイプとした。スクレロティニットや不透明体を主とするものは非常に少なく，ほとんど稀であるが，これをBタイプとした。Cタイプには鉱物質を主とするものを一括したが，日本炭にはこれが相当量存在する。写真では，Aに完全に属するものは 5，Bには 14，Cには 11·12 であるが，他の写真はすべて多少と

も他のタイプとの中間的な性質を示している。これらの3つのタイプは，附随的に共存する成分の種類によつてさらにいくらでも細別することができるが，ここでは一応揮発分にとむ成分（ボラティリニットと仮称しておく）・半～不透明な成分（イナーティニット）と同時鉱物という大きな相違に着目して細別されている。そしてこれらの各組成に対応するヨーロッパの分類名称を書きこんでおいた。こうしてみると日本炭の「従来のドリット」はヨーロッパの分類の中で，ほとんど表現することができることがわかる。しかしこれは可能だというだけで，それで完全だという意味ではない。日本炭を研究するものにとつては満足なものではない。

A・Bの各タイプの最下の細別（鉱物を附随する）とCはヨーロッパでは炭質頁岩（または不純炭）として一括されてしまう。それではその炭質頁岩（または不純炭）が石炭のどんな組織に由来したのか，ということを知ることができない。日本炭のように同時鉱物を多く含む石炭を研究する場合（特に石炭を岩石として考える立場においては），この点が非常に問題となる。たとえば，鉱物粒が分散した炭質頁岩なのか，ビトリニットと夾みが互層してなのか，ということは地質的にも，また利用上にも大きな問題となる。また写真 13 のようなものか，または8のようなものか，これも同じように重要な問題である。この点（石炭＋鉱物）に関するかぎり，ヨーロッパの分類は全く不満足であるといわなければならない。

ヨーロッパの石炭組織学が対象としている石炭は概して，鉱物質をほとんど含まない，いわば商品炭のような石炭であつて，かような石炭を研究するのであれば，石炭中の鉱物質を問題にしなくても実際上には何等の不都合も生じないであろうが，そのような分類は「石炭質」に関する分類であつて「石炭」という岩石に関する分類ではない。「石炭」は「石炭質」と「鉱物質」とからなるものであつて，「鉱物質」を含まない「石炭質」のみからなる石炭は，現実に炭層を構成している（鉱物質を含む）石炭一般の中のごく一部分をなすものである。すなわち，「鉱物質」の共存を考慮しない「石炭の分類」は真の石炭の分類ではない。この提案を解説するのは次の機会にゆずるが，このような方法が真の石炭の命名法となりうることを強調しておきたい。

BはA・Cに比して少量であるが，それでも時どき見かけるタイプである。このタイプは半～不透明成分とビトリニットからなつているからビトリットとドリットの中間のものであるといえる。もしこれに多少のエクジニットが含まれれば，クラリットとドリットとの中間体になる。しかしこれらをヨーロッパ石炭紀のクラリット・ドリット中間体（写真2）やビトリット・ドリット中間体（写真3）と比較すると，かなりの相違がある。それはミクリニットに原因があるようである。

「従来のドリット」のなかで，最も主要なタイプはAであるが，これは非常に変化にとんでいる。写真 5～9 に見られるように，附随して含有される成分のはいり方によつて，このタイプは時にはビトリットに近づき（写真 9），時にはドロ・クラリットともいうべき中間体になり（写真 6），含有鉱物が増す（7→8）とついには炭質頁岩に移行する。しかも含有鉱物の状態によつては（写真 7, 8 と 11, 12, 13 とを比較）他のタイプとの区別が非常にむつかしくなる。

以上のように，日本炭の「従来のドリット」には種々の組成タイプがある。したがつて，「従来のドリット」に関するすべての研究はこういつた各タイプを基礎にして，考えなおされなければならない。これらを一とまとめにして「偽クラリット」といつたり「ヒドリット」といつたりするのは，つまりまだその時期ではない。

III. 日本第三紀炭のヨーロッパ石炭紀炭に対する相違点（特殊性）

前節の考察で，日本第三紀炭の大部分がヨーロッパの分類によつて表わせる，ということが明らかにされた。石炭組織学における分類が顕微鏡によつて識別しうる物質を基礎にしていることを思え

ば，上のことは当然のことである。それは，石炭に変成された根源物質は地質時代や生成場所がそれぞれ違つていても，どんな石炭でも植物に由来するものであつて，有機物と無機物といつたほどの相違はないからである。

しかし，今日まで石炭をとり扱つてきた人々の間には，日本第三紀炭は外国炭にくらべて特異な性質を持つている，という考えが一般に存在している。この特殊性については特に物理的・化学的な研究をしている人々の間でさかんに研究されているが，まだその本質がつかまれていない。それはともかくとして，この特殊性が存在することを根拠にして，石炭組織的にも日本第三紀炭には特殊な性質があり，したがつて特殊な分類が必要だ，という論法の推論が行われている。特殊な性質があるという点については筆者もそれを認めているので，この節では日本第三紀炭の石炭組織学的な特殊性（すなわちヨーロッパ石炭紀炭との相違点）について述べようと思う。

ヨーロッパと日本の瀝青炭を反射顕微鏡的に比較した時に，**第1**に感ぜられることは，ヨーロッパのものが非常にあざやかであり，これに反して日本のものはあざやかでない，ということである（写真 1~4 と 5 以下を比較)。これを物理的にいえば，日本第三紀炭の反射顕微鏡像はヨーロッパ石炭紀炭のそれよりコントラストが弱いということである。顕微鏡像のコントラストは単位成分の反射の強さの相対的な関係によつてあらわれるものであるから，上の顕微鏡的な事実は，単位成分の組成関係によつて証明することのできる問題ではなく，単位成分の反射率（または吸収率・屈折率）の相対的な関係の中にその証明を求めなければならない問題である。日本第三紀炭中のスポロポリニットはヨーロッパ石炭紀炭中のスポリニットより淡色(ビトリニットの色調に近づく)のものが一般に多く，形も概して小さいようである。また日本第三紀炭の基質は樹脂質がしみこんでいて，しばしば暗色をしている（エクジニットの色調に近づく）ことがある。すなわち日本炭においては，基質とエクジニットとの反射の強さの相対的な差が，ヨーロッパ石炭紀炭のそれよりも小さい（すなわちコントラストが弱い)。このために日本炭はヨーロッパ炭よりもその顕微鏡像が不鮮明なのであろう。

第2に，典形的な塊状ミクリニットが日本炭には認められず，セミフジニットやフジニットがほとんどないか，あるいは非常に少ないことである。顕微鏡像の中で白から黒までの変化がすべて含まれていれば，コントラストが強く出るが，その範囲が黒の側（又は白の側）に偏しているとコントラストが弱くなるから，典型的なミクリニットが日本炭中にほとんどないということも第1の不鮮明さを

写　真　説　明

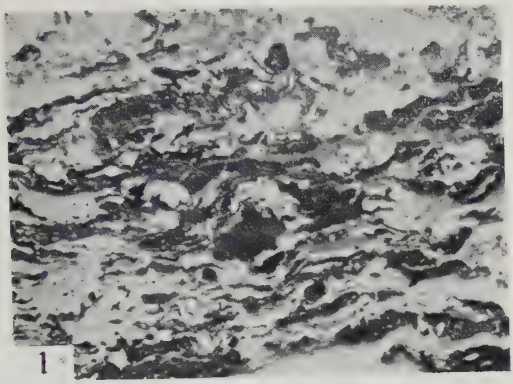
ここに示されている写真はすべて次の条件によつて撮影されている：
垂直反射光線（明視野）　油浸　250 倍

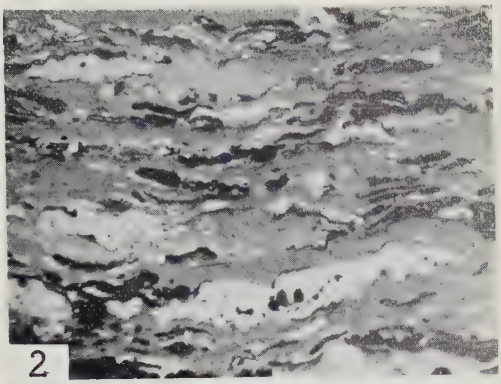
1~4　ドイツ・ルール石炭紀炭

1. エクジニットにとむドリット　ガス長焔炭
2. ドロ・クラリット　ガス長焔炭
3. ドロ・ビトリット　半無煙炭
4. クラリット　ガス長焔炭

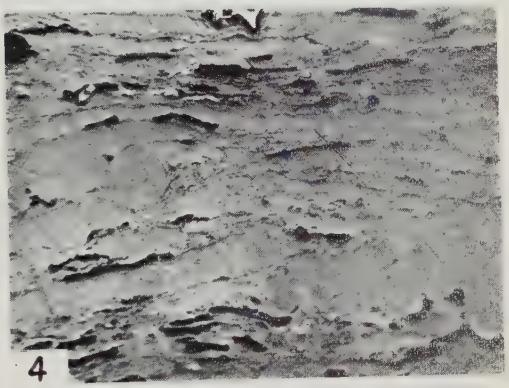
5~14　日本第三紀炭の「従来のドリット」

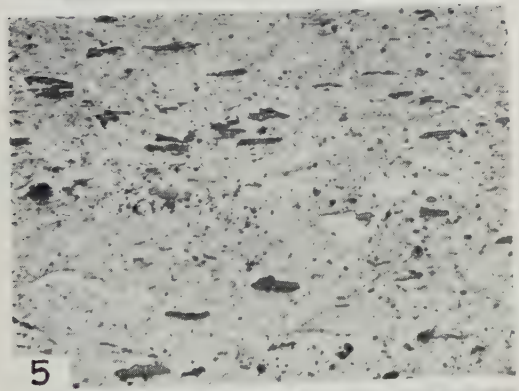
5. 主にスポロポリニットを含んでいる．デグラディニット類似した色調を示すスクレロティニットが見えている．ヨーロッパの分類によれば完全にクラリットに属する．（大夕張炭鉱メナシ炭）
6. スポロポリニットと不透明小体を含む．不透明小体がかように多量に存在する部分もある．ヨーロッパの分類によればドロ・クラリットともいうべきである．（大島炭鉱）
7. スポロポリニットと鉱物（主に粘土鉱物）を含む．大形の丸みのある穴のように見えるのは石英粒である．クラリットから炭質頁岩に移行する中間のもの．（神田炭鉱）
8. スポロポリニットと微細な粘土鉱物を含む．写真7よりもスポロポリニットが多い．クラリットから炭質頁岩への中間．（高松炭鉱）


1

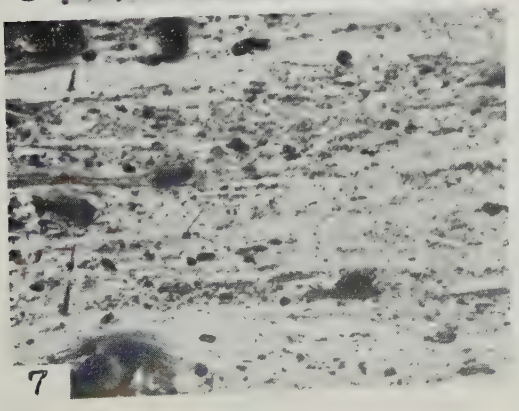

2

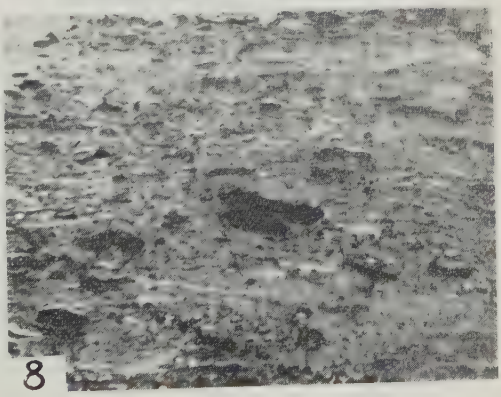
3

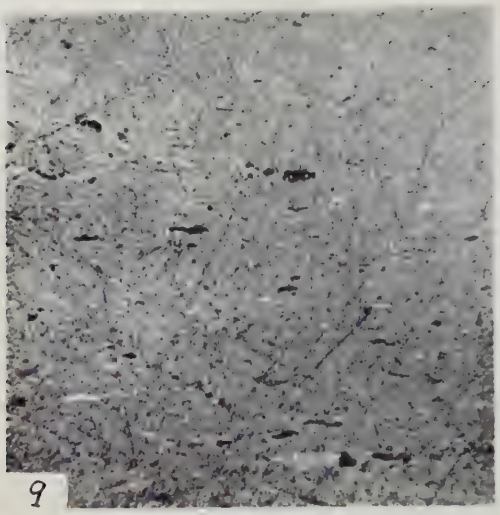

4

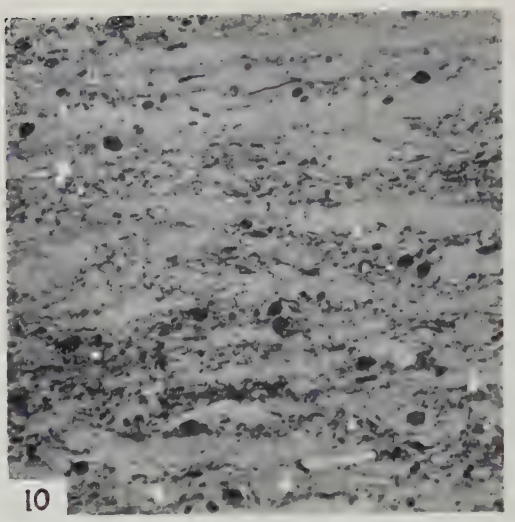

5

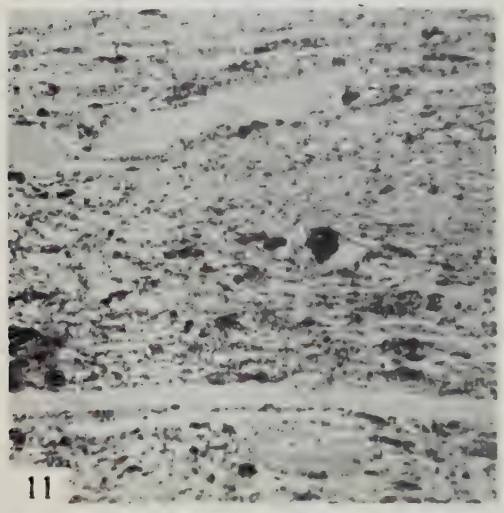
6

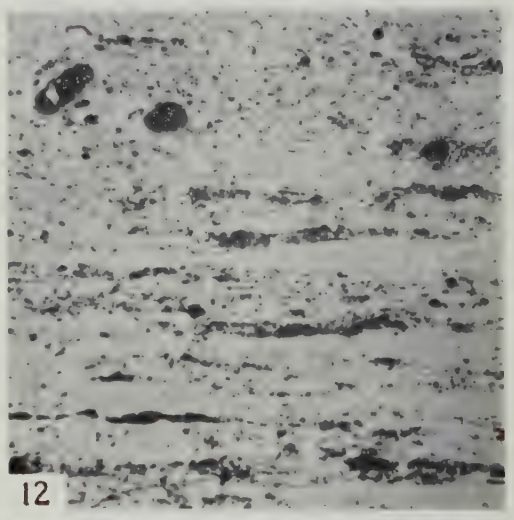

7

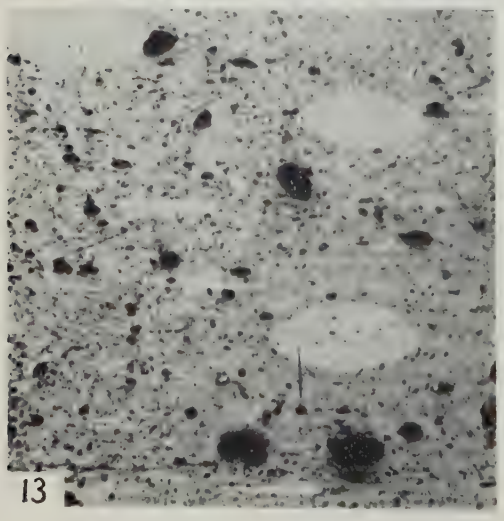

8

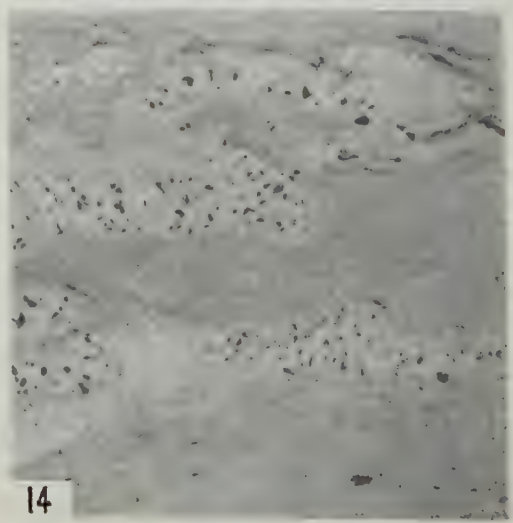

9


10


11


12


13


14

強めている原因となつている。またこれとは別に，典型的なミクリニットがほとんど欠けているとはいつても，日本炭中にはこれらより輝度の低い半～不透明の物質が少量認められ，時には写真6のようにある部分には相当多量に集中して存在することもあるから，まだ確認されていない粒状の不透明体(ヨーロッパの粒状ミクリニットにも比すべき)を含めて，ここにあげた問題の究明が必要である。

第3は「従来のドリット」にかぎらず，日本第三紀炭中にはしばしば粘土微粒が含有されていることである。特に「従来のドリット」においては写真 7, 8 に見るように，第1に述べた日本炭の不明瞭さにも関係がある。粘土は吸着性・収着性が強く，石炭中における存在状態が複雑ではないかと思われる。もし粘土が石炭質を吸収着していれば，石炭を加熱した時にかような石炭質が分離されてガスとして放出されるかもしれない。また，粘土の触媒作用によつて，粘土を含む石炭の性質に特殊なものを与えるかもしれない。はたしてかような現象があるかどうか断言のかぎりではないが，このような考慮も必要であろう。石炭と粘土とは非常に密接な関係にある（石炭質のみの石炭←→石炭質と粘土質とが一様な状態で混合した石炭，写真 7～13←→粘土岩という移り変りをどこでも認めることができる）から，石炭中の粘土鉱物に関する研究は今後の課題として重要である。

第4には根源物質の相違である。中でも，デグラディニットは日本第三紀炭の基質となつていて，主要な単位成分の1つであるから，日本第三紀炭の種々な性質に最も大きな関係をもつものの1つである。デグラディニットが顕微鏡的にはヨーロッパのコリニットの一部と区別できないことは既述[1]のとおりであるが，このことからその化学的な構造や反応性にも区別がないという結論を，たゞちに引き出してしまうことは危険である。

ヨーロッパの瀝青炭は石炭紀植物（隠花植物）に由来し，日本の石炭は第三紀植物(主に顕花植物)に由来する。それでデグラディニットは顕花植物の主に材がほとんど膠質物状にされて生じ，コリニットは隠花植物が同じような過程を経て生じたものと考えられる。日本の諸炭田においては，裸子植物の化石はもちろん，被子植物の化石も，炭層附近の地層中から発見されている[21][22]。

石炭中のテリニットでは中村小四郎[23]は樺太登帆炭に濶葉樹を認めただけで，他炭田は針葉樹であるとし，上治寅次郎[24]は知多亜炭田・高崎亜炭田に，また上治の同書[24]によれば島倉巳三郎は仙台亜炭田に数種の濶葉樹をそれぞれ報告している。これらの濶葉樹の見いだされたのはすべて鮮新世の亜炭または褐炭である。日本の瀝青炭では圧縮がはげしく，本来の植物組織がくずれていて明らかに判

---

9. ごく少量のスポロポリニットと非常に微細な粘土鉱物を含む．エクジニットの量が非常に少ないから，ヨーロッパの分類に従えば，ビトリットに属するかもしれない．(大夕張炭鉱メナシ炭)
10. 微細な鉱物粒とクチニットを含み，クラリットから炭質頁岩への中間的なもの．白色微粒は硫化鉄である．これは従来もクラリットといわれていたかもしれない．しかしともかく，肉眼的には暗炭である．(大島炭鉱)
11. 粘土微粒のみを含む．粘土のこのような分散のしかたは写真 7, 8 との区別を非常に困難にする．エクジニットを全く含んでいない．ビトリットと炭質頁岩との中間であるが，ヨーロッパではむしろ炭質頁岩とよばれるようである．(大島炭鉱)
12. 写真 11 と同じであるが，それより粘土がやや少ない．(矢岳炭鉱)
13. スクレロティニットと鉱物（粘土微粒と石英粒）とを含み，エクジニットを全く含まない．スクレロティニットは不透明物質（イナティニット）に属するから，ビトリットからドリットへの移行形である．しいていえば，ドロ・ビドリットということになる．(神田炭鉱)
14. スクレロティニットのみを含む．このスクレロティニットは非常に大きく，組織も不規則である．研究者によつては従来もビトリットかクラリットと呼んでいたかもしれない．しかし写真 13 に見えるようなスクレロティニット（菌核）が多数含まれていると，ドリットと呼ばれることがあるので，この場合もそのようなものとして一応「従来のドリット」としておく．ヨーロッパの分類に従えば，ドロ・ビトリットになるであろう．(砂川炭鉱)

定のつくものが非常に少ないが，その多くは仮導管や髄線の組織を残していて，それらが針葉樹に由来していることを示している。概して日本第三紀の瀝青炭のテリニットはほとんど針葉樹に由来すると考えてよさそうである。一般に濶葉樹は腐朽に対する抵抗力が弱く，たちまち分解されて朽ちはててしまうといわれているが，これは上の推定を一応裏づけているように思われる。デグラディニットは植物の主に材が何等かの作用によつて微細にくずされたものとすれば，腐朽されやすいもの，たとえば上述の濶葉樹の材のようなものはデグラディニットの根源材料である可能性が大きい。

さらに，石炭中の花粉の研究によれば[25][26]，日本第三紀炭中には多量の草本類の花粉が含まれている。これらは石炭紀にはみられないものである[27]。そうするとこれらの植物も日本第三紀炭の組成に関与していると思われるが，これらの遺体は一体どこへ行つたのであろうか？ こういつた行く先き不明の植物遺体がデグラディニットの形成にあずかつているという想像が，もし許されるならば，たとえ顕微鏡的には区別できなくとも，日本第三紀炭のデグラディニットとヨーロッパ石炭紀炭のコリニットとの化学構造や反応性における相違の根源が，このあたりにあるかもしれないと考えることもできる。

このような古植物——化学的な相違はおそらく大きなものではなかろうが，その大きくはない相違が，あらゆる単位成分に関して，ヨーロッパと日本のものの間にもしあつたとしたら，石炭全体としての両者の相違は，あるいは過小に評価してはならないものとなるであろう。

第5には泥炭時代の諸条件とそのもとに泥炭化作用が継続した時間の相違である。日本の主要な石炭は第三紀に，ヨーロッパの瀝青炭は石炭紀に属する。これらの石炭はその堆積から今日までの経過時間が非常に違つている。炭層形成後，日本のおかれていた地質的な条件がヨーロッパのそれに比して非常にはげしかつたために，上のような結果になつたのではあろうが，それだけでは現在問題となつている日本炭の物理・化学的な特異性を説明しつくすことは困難のようである。ここにかゝげた問題を考えるために，石炭の原料物質が堆積してから後泥炭化作用の進行している間(泥炭化時代)と，その後地下に埋没して炭層となり地質学的な石炭化作用をうけている間（かりに石炭化時代と呼んでおく）とにわけてみる。

地質学的な石炭化作用の効果が極限に達すれば，これらの根源物質は無煙炭から石墨に変成され，石炭化時代のその出発点の性質がどうあろうと，その到達点は石墨という同一の物質になる。結局，地質学的な石炭化作用は種々の相違ある物質を一様化または同一化させるような作用であつて，この石炭化時代の時間はその傾向を一層強める役割を果している（もちろん，ある一定の条件のもとに達しうる石炭化の段階には一定の限度があるであろうが)。このことは顕微鏡的な観察からも明らかである。低石炭化度の石炭では，エクジニットとビトリニットとの色調の相対的な差が比較的に大きく，石炭化の進展とともにそれらの間の相対的な差が小さくなり，高度に石炭化した瀝青炭になるとそれらの識別が困難になり(時には直交ニコル下にようやく識別される程になり)，さらに高度の無煙炭から石墨に至つてはついに識別不能になる。このような関係はビトリニットと不透明物質の間にも認められる。こうみてくると，日本第三紀炭の特殊性には，泥炭化時代における諸条件とそのもとに泥炭化作用の進行していた時間とが強く影響していると考えることができる。

一般に，あらゆる反応には時間の要因を考慮にいれなければならない。泥炭化作用の反応速度は非常にゆつくりしたものと想像されるので，もし泥炭化時代の時間が非常に相違していれば，その作用の効果に大きな相違があらわれるであろう。日本第三紀の炭層はヨーロッパ石炭紀のものに比して非常に変化にとんでいるといわれ，また炭層中にも夾みや鉱物を多量に含む部分がしばしば夾まれている。このことから，日本第三紀の炭層の堆積条件が一般に激しく変化したこと，すなわちその泥炭化

時代には，泥炭化作用の一定の傾向が長続きしなかつたことが想像される。もしこのように考えることが許されるならば，泥炭化作用そのものの相違もさることながら，その作用の継続した時間の要因も見逃がすことのできないものである。

以上の諸点は一つ一つ独立しているものではなく，特に第5の問題は他の問題とからみ合つて，現象を一層複雑にしている。これら諸点の相互的なからみ合いの総和が，物理・化学的な研究においては「日本炭の特殊性」として表現されているものである。したがつて日本炭の特殊性を明らかにするためには，この節で述べた諸点と物理・化学的研究における特殊性とをもつと密接に結びつける研究——石炭を岩石に対比するならば，石炭の鉱物化学および物理学的研究——を一層押し進めなければならない。かような多くの研究が蓄積された後に，それらを総括してはじめて，「日本炭の特殊性」の本質が明らかになるであろう。

IV. 日本第三紀炭の特殊性と分類

これまでの記述によつて，日本第三紀炭はヨーロッパ石炭紀炭と違つた性質を持つているということが明らかにされたが，同時に，その相違は日本第三紀炭のみに通用する特殊な石炭組織学的な分類を必要とする程のものでもない，ということも明らかになつたと思う。しかし，日本炭独自の分類をつくろうという見解には根強いものがあるので，この点についてはもつと根本的な考察が必要である。そこでこの節では，日本第三紀炭の特殊性と石炭組織学的な分類との関係について考察しようと思う。

この考察にあたつて，石炭組織学が石炭に関する諸科学とどんな関係にあるかを考えてみる必要がある。それには石炭という物質のなりたちから出発しなければならない。「石炭は①　古代植物の各種の部分がある条件にしたがつて，時には鉱物質とともに堆積して，種々の程度に泥炭化した後に，②　地質の一員（炭層）となつて地質学的諸作用をうけて，③　その結果種々の程度に変成された高分子の有機岩である，ということになる。

この定義にしたがえば，現在問題となつている「日本炭の物理・化学的な特殊性」は①②の結果あらわれる性質，という形でこの定義の中に含まれることになる。

石炭組織学における分類は①の古代植物の各種の部分（すなわち単位成分）がどう集積しているかを分類するものであつて，②の地質学的な問題や③の物理・化学的な問題はその際一応考慮されていない。（複合物の）物理・化学的な諸性質はむしろ②に影響されるところが大きい。たとえば，亜瀝青炭であろうと瀝青炭であろうと，顕微鏡下（または肉眼的）の像を基礎として分類が行われるのであつて，物理・化学的な（複合物の）性質がどうであるから分類はこうだ，という方法でその分類名が決められるのではない。もちろん，石炭組織学的な区別は物理性（色・形・光学性等の）に基礎をおいているが，この物理性は単位成分一つ一つの物理性であつて，それらの複合物のそれではない。ところが，現在問題になつている物理・化学的な特殊性はこの複合物の性質であつて，この性質は単位成分の多種類の多数の集りを平均したものである。したがつて，複合物の組成関係が変化すれば，その変化の程度に応じて，その複合物の物理・化学性はどうにでも変りうるものである，しかも現在の物理・化学的な測定方法では，そのような変化を具体的に説明することができない。これに対して石炭組織学における岩石学的な方法は単位成分に基礎をおいているために，逆にこのような変化そのものから出発するのである。

物理・化学的な性質と顕微鏡（または肉眼）的な性質（すなわち岩石としての性質）との関連は一般に岩石学的な区別が行われて後に求められるものである。したがつて，岩石学的な性質が一次的で

あつて，物理・化学的な性質は二次的なものであり，一般には後者をもつて前者を決定することは不可能である。たとえば，ミクリニットが多くエクジニットの少ないドリットは揮発分が少なく，この逆の組成のドリットは揮発分が多いが，このことから，揮発分が多いからエクジニットの多いドリットであるという推理は成り立たない。というのは，クラリットとは一般に揮発分の多い石炭だからである。すなわち，日本炭の「従来のドリット」が特殊な物理・化学的性質を持つているからといつてそのために，この種の石炭には特殊な岩石学的な名称（すなわち石炭組織の名称）を考えなければならない，という議論は成り立たない。

今問題となつている日本炭の物理・化学的な特殊性，すなわち，ヨーロッパ石炭紀炭に対する日本第三紀炭の物理・化学的性質の相違は第Ⅲ節に述べた諸点がその原因である。これらの諸点は地質時代および生成の場所に関係する相違点である。同じ名で呼ばれる岩石（たとえば砂岩・頁岩・花崗岩等）でも，その発達している地域によつて，またその生成された地質時代によつてそれぞれ違つた性質をそなえている。これらの相違はそれらの岩石が生成された地質時代にその地域を支配していた環境条件の相違によつて生じたものである。石炭の場合にもこれと全く同じに考えることができる。ただ石炭の場合には，それが有用な天然資源であつて，その物理・化学的性質が非常に重要視され，その僅かな変化でも及ぼす影響が非常に大きいために，一般の岩石の場合よりも問題がそれだけ複雑にされているにすぎない。すなわち第Ⅲ節で述べた相違点は一般に地質的地域的な変化にもとづくものであると考えられる。

上述のように考えるならば，「日本第三紀炭の物理・化学的な特殊性」は地質的地域的な変化にもとづくものであつて，岩石としての特殊な組成にもとづくものではない。すなわち筆者は「日本炭の（複合物としての）物理・化学的な特殊性は非常に重大な問題には違いないが，それだからといつて石炭組織学の分類を変更したり，または日本炭のみに通用する分類を作つたりする必要は全くない」と考えるものである。

V. 考察の基本的立場

日本炭の「従来のドリット」，およびこれに関連して日本炭の石炭組織学的分類について現在行われている論争を中心にして，これらに対する筆者の見解を以上のように述べてきたが，この論文において筆者が一貫して取つてきた態度はその論旨に重要な関係があるので，この機会に筆者の基本的立場を明らかにして，世の批判を得ようとするものである。

ある分類が正しいかどうかということは，最も正しい分類を作ることと同じように，分類に関する最も根本的な問題である。かように大きな問題を解決するには長時日が必要であり，さしせまつた毎日の研究を進めるためには，時間的に間に合わない。それでこの論文においては既存のヨーロッパの分類を用いるという態度で一貫させた。しかし結論においては正しい分類を作りあげなければならないことは当然であるから，今後も研究を進めながらこの問題に注意をはらつていくつもりである。

次に問題となるのは「石炭組織学」をどういう種類の科学と考えるかということである。ある人は「炭相学」といい，他の人は「石炭岩石学」といい，研究者によつて考え方がまちまちであるように見える。これは前節で述べた「石炭の定義」の内容のうち，石炭組織学がどの部分を取り扱かうかによつて決まる。石炭組織学は，石炭がどんな種類の単位成分（macerals）から組成されているか，ということに基礎をおいている。単位成分は鉱物に相当するものであるから，石炭は鉱物の集まつた岩石に対比される。すなわち石炭組織学は石炭に関する岩石学である。

石炭が炭層となつて地層の間に挟まれているという事実も，それが岩石（堆積岩）であることを示

している。すなわち石炭組織学は石炭という堆積岩に関する岩石学である。さらに，石炭は地質学的な石炭化作用（一種の変成作用）によつて変成されているから，もつと正しくいえば，石炭という堆積岩起源の変成岩に関する岩石学である，ということになる。

石炭組織学は普通の岩石学と少し違う，とよくいわれるが，その相違も上の定義を否定しうるほどに根本的なものではない。その最大の相違の1つは，石炭が高分子の有機物であり，その2つは，そのために研究方法が違つている，ということである。たしかにこのような相違があり，そのために物理的・化学的な研究方法が違つているが，堆積物の種類とその集積状態を調べる方法は普通の岩石学と全く同じである。石炭が地殻の一部を構成していて，それを組成する物質が単位の物質群にわけられ，しかもそれらの物質群が岩石学的な普通の手段によつて識別される，という点においては，石炭組織学と岩石学との間に何等の相違もない。すなわち，石炭は単位成分からなる岩石であつて，石炭の物理・化学的な性質は単位成分個々の物理・化学性の総合によつて表わされるものである。したがつて石炭の物理・化学的研究は（石炭の）単位成分の鉱物物理・化学的な研究に基礎づけられなければならない。

炭層の中には粘土鉱物がしばしば含まれていて，その含有量の多いものは炭質頁岩といわれる。純石炭←→炭質頁岩←→頁岩という移行関係はしばしば存在する関係である。この事実が示すように，石炭と頁岩とは自然界においては親類関係にある。おそらく石炭と粘土岩との堆積環境は非常に類似しており，非常に僅かな相違しかないであろう。粘土岩に関する岩石学も地質学の中では若い科学であるが，石炭組織学を地質学に結びつけるためには，粘土岩の岩石学は非常に重要なものである。こうした努力の上にさらに，古生物学・花粉学その他層序学的な成果を考慮して，これらすべてを総括すれば，石炭地質学は一層進歩するであろう。

石炭の分類と成因との関係が多くの議論において混同されているようであるが，この2つは区別して考えなければならない。石炭の成因は岩石学的・堆積学的・地質学的・古植物学的・化学的，その他いろいろな性質を考慮したうえで，論ずることのできる問題である。これに対して，ここで問題となつている石炭の分類は岩石学的な問題である。すなわち，石炭に関する岩石学は「石炭の成因」を論ずる場合の基礎科学の1つであつて，この基礎科学の立場で石炭の分類をするのが「石炭組織学的分類（すなわち石炭の岩石学的分類）」である。繰りかえすまでもないことであるが，石炭の岩石学的な分類は石炭を組成する単位の物質に基礎をおくのであつて，これらの単位の物質の性質や由来はそれらの識別が行なわれて後に考慮されてくるものである（物質の識別が行なわれない前に，ある物質を予見することは非常にまれな場合に限られる）。すなわち，「石炭の分類」と「石炭の成因」とは，それらの間に密接な関連があるけれども，全く内容を異にする科学の分野である。

石炭組織学を石炭に関する岩石学としたときに，単位成分に対する考え方には注意を要する点がある。普通の鉱物はその種類によつてその鏡下の性質がある狭い範囲内で比較的に一定しているが，これに対して，石炭の単位成分ではそれが広い範囲にわたり，非常に複雑である。各単位成分の色調は石炭化の程度によつて変化すると同時に，同じ石炭塊中においてすら種々の変化を示している。すなわち，各単位成分はある範囲をもつ「群」をなすものと考えられる。この「群」という考え方は石炭の顕微鏡的研究には非常に大切なもので，特に，前に述べた単位成分の鉱物――物理・化学的研究を実施するにあたつては特別の注意を払わなければならない点である。

群の中で顕微鏡的にさらに詳しく区別できるものは亜群にわけられ，群は顕微鏡下の色調の類似性にしたがつて3つの系にまとめられる。こうした単位成分の系統的分類は第2表のようなものになる。この中で用いられているボラティリニットというのは，この系に属する各群が揮発分にとむ点を

第2表　石炭の構成物質の系統的分類

系	群	亜群	
石炭 coal	単位成分 macerals	半～不透明な単位成分 semi-opaque or opaque macerals	イナーティット inertinite	フジニット fusinite
				セミフジニット semifusinite
				ミクリニット micrinite	塊状ミクリニット massive micrinite
					粒状ミクリニット fine micrinite
				不透明体（または白色体）	不透明小体（または白色小体）
					〃　微小体（または白色微小体）
				スクレロティニット sklerotinite	菌糸組織（菌核） plectenchyma (sklerotium)
					菌胞子 fungal spores
					菌糸 fungal hyphae
		透明な単位成分 translucent macerals	ビドニリット vitrinite	テリニット telinite
				コリニット collinite	デグラディニット degradinite
			ボラティリニット volatilinite	レジニット resinite
				エクジニット exinite	クチニット cutinite
					スポリニット sporinite
					スポロポリニット sporopolinite
				アルギニット alginite
	鉱物 minerals	珪酸・粘土鉱物		
		炭酸塩鉱物		
		金属鉱物		
		等		

註 1. コリニットの性格が不明確であるので，デグラディニットに対置される亜群の欄は空白にしてある．
2. スクレロティニットには地衣類も記載すべきであるが，その識別がまだ明らかでないので，記載していない．
3. 不透明体の微小体はまだ確認されていないが，その存在が予想される．
4. 水藻は皮殻類にも樹脂にも属させるのが困難であり，レジニット・エクジニットと並列にした．
5. 鉱物は主なものを加工の時の性質によつて区別をしてみた．今後の検討が必要である．

考慮して，volatile から転化されたものである。また，日本炭中の不透明体とヨーロッパ炭中のミクリニットとの対比はまだ明確でないから，この両者は表中で並列しておくことにした．

日本炭の特殊性（相違点）に関して筆者は5つの相違点をあげたが，それを強調するあまり，地質学的な石炭化作用の役割を過少に評価した印象を与えるおそれがあるので，最後にこの点に関してなお数言をつけ加えておこうと思う。

成因的にまた組成的に相違する各種の石炭が石炭化した，または石炭化していく過程はそれぞれ違つているであろうが，最後にはいずれも石墨に達するであろう。この論文ではそれらの経路を一つ一つ明らかにしようとしているのではなく，それらの相対的な関係が，石炭化の始めから終りまでの間で，どんな傾向をもつて変化していくか，というように大ざっぱに考えている。すなわち，石炭化が進めばそれに従つて，各種の石炭相互の間の関係が（ある段階ではその前の段階よりも開き，次には急に接近するという変化をくり返えしながら）接近していき，最後には一点に集中するという傾向を考えている。これに対して泥炭化作用では，その時代の環境条件によつて（一点ではなく）数点またはそれ以上の点に集中していくであろう。かような考え方から，泥炭化時代の最後における相違が，

石炭化時代にはいると次第に消失していくものと考えたのである。この泥炭化時代の最後における相違が特殊性の最初の状態であり，現在問題となつている特殊性（相違）は，その最初の状態と，それが完全になくなつた最後の状態との間のある段階における特殊性（相違）である。

VI. む す び

「従来のドリット」は非常に複雑な組成をしているが，現在までに次の3つのタイプを認めることができた。

A）デグラディニット＋スポロポリニット

B）デグラディニット＋不透明体

C）デグラディニット＋鉱物

ヨーロッパの分類によれば，A）はクラリット，B）はドロ・クラリット，C）はビトリットと炭質頁岩との中間体になる。

石炭は一般に石炭質と鉱物質との複合物であるから，石炭の命名法は石炭質の分類と鉱物質の分類とを組合わせて作るのが望ましい。石炭は，古代植物の各種の部分が，ある条件下に，（一般には鉱物質とともに）堆積して，種々の程度に泥炭化した後に，地層の一員（炭層）となつて地質学的な諸作用をうけ，その結果種々の程度に石炭化した高分子の有機岩である。石炭組織学はこのうち古代植物の各種の部分（単位成分）の集積状態を調べる科学で，堆積岩起源の変成岩に関する岩石学である。石炭の物理・化学は（現在行われている限りにおいては）上述の定義の最後に述べた物理・化学的な性質を取りあつかつている。したがつて，現在論議されている物理・化学的な日本炭の特殊性は石炭組織学的な（石炭の岩石学的な）分類を最後的に決定しうるものではない。

日本炭は古植物学的に堆積学的に地質学的にヨーロッパ石炭紀炭と相違している。日本炭の物理・化学的な特殊性はこの相違にもとづいて生じたものであるから，この特殊性を石炭組織学的に明らかにするためには，石炭の鉱物・物理化学的な研究を進め，それを岩石学的に総括しなければならない。

〔謝辞〕 筆者はかなり以前から本論に述べたような見解をもつていたが，石炭組織学セミナールでの多くの討論や北海道工業試験場柴岡道夫氏，東北大学鈴木舜一氏，地質調査所青柳信義氏，徳永重元氏・佐々木実氏・久保恭輔氏等との個人的な多くの討論によつて，筆者の考え方を一層明確にすることができた。また三井鉱山岩崎高雄博士，三池合成村岡富二郎氏，石炭綜合研究所の諸氏には物理・化学的な面で多くの教示を得た。第Ⅰ・Ⅱ報を通じて，上記の諸氏ならびにその他の先輩同学の諸氏に適切な御指導を得たことを記し，ここに深く謝意を表する次第である。

引 用 文 献

1) 中柳 靖夫(1956)：日本炭の分類における問題点（日本炭の顕微鏡的研究第Ⅰ報）地学雑，Vol. 65, p. 33—45

2) 中柳 靖夫 (1954)：東幌内炭鉱「メナシ炭」の顕微鏡的研究，炭研，Vol. 5, pp. 38～41.

3) 中柳 靖夫 (1954)：筑豊炭田高松炭の顕微鏡定性的研究——特に石炭の異方性について，炭研，Vol. 5, pp. 235～238, 268～274.

4) 柴岡 道夫 (1954)：天北炭の炭質調査結果について（第2報），北海道鉱山学会誌，Vol. 10, pp. 138～144.

5) Kitazaki, U. & Kubo, K. (1954): Microscopic Studies on the "Menashi" and "Chirimen" Coals found in the Bibai Formation of Ashibetsu Coal-Field, Hokkaido, Japan. 資源研彙報, No. 34, pp. 81～88.

6) 黒田秀隆他 (1948): 三池・山野・田川各炭鉱各層の組織分析, 石炭綜合研究所所報, No. 2, pp. 3～18.
7) 山村礼次郎他 (1950): 春採炭の研究第1部, 炭研, Vol. 1, pp. 4～6.
8) 丹野 晴彦 (1950): 石炭組織成分の物理化学的性質 (2), 炭研, Vol. 1, pp. 73～84.
9) 丹野晴彦・佐々木信郎 (1951): 三池炭の研究, 炭研, Vol. 2, pp. 197～205.
10) 丹野晴彦・佐々木信郎 (1952, 1953): 石炭組織学講座, 炭研, Vol. 3, pp. 267～269, 301～303, 331～333, Vol. 4, pp. 72～75, 138～139.
11) 丹野晴彦・黒田秀隆 (1952): 石炭組織学より見た茅沼炭の特性 (1), 炭研, Vol. 3, pp. 367～377.
12) 中柳靖夫・柴岡道夫 (1953): 天北炭の炭質調査, 北海道鉱山学会誌, Vol. 9, pp. 49～56.
13) 中柳 靖夫 (1953): 天北炭田の炭層調査, 豊富炭鉱, 炭研, Vol. 4, pp. 357～365.
14) 炭研扉写真 番号 5, 6, 17, 18, 19, 20, 22, 53, 57, 58, 60, 65, 66, 68, 71, 72, 73, 75 .
15) 高橋 良平 (1953): 石炭岩石学的対比の二, 三の問題, 九大理研究報告地質, Vol. 4, pp. 59～79.
16) 木村 英雄 (1953): 選炭教室 (6) 石炭の組織構造, 選炭, No. 11, pp. 713～714.
17) 木村 英雄 (1952): 石炭構造の研究 I, 顕微鏡的石炭組織構造による考え方, 燃協誌, Vol. 31, pp. 415～420.
18) 本田英昌・木村英雄・大内公耳(1953): 磁気化学的にみた石炭組織成分, 燃協誌, Vol. 32, pp. 669～681.
19) 地質調査所編 (1951): 日本の燃料地下資源, 商工会館出版部.
20) 三田正一他 (1953): 徳島県勝浦炭田高牟地区調査報告, 地調月報, Vol. 3, pp. 546～563.
21) 遠藤 誠道 (1923): 新生代の植物化石, 岩波講座 (地質・古生物) 岩波書店.
22) 柳井 敏雅 (1955): 本邦炭田産の第三紀化石植物図説 I 初期及び中期中新世植物群, 地調報告, No. 163.
23) Tanno, H. (1954): Petrographische, chemische und physikalische Eigenschaften der japonischen Kohle. *Vorgetragen anlässlich der Jahrestagung der Deutschen Gesellschaft für Mineralölwissenschaft und Kohlechemie e. V. ia Essen.*
24) 上治寅次郎 (1948): 石炭地質学 (亜炭編), 北隆館.
25) Tokunaga, S. (1954): Palynological Study on the Kamikita Lignite, Aomori Prefecture in Japan (Part 1), 地調月報, Vol. 5, pp. 253～258.
26) 徳永 重元 (1955): 石狩炭田美唄地域主要炭層中の花粉・胞子化石に就て (石狩平野周辺炭田の炭層研究のためにI), 新生代の研究, No. 22, pp. 448～457.
27) 今野 円蔵 (1925): 古生代の植物化石, 岩波講座 (地質・古生物), 岩波書店.

学　会　記　事

定例評議員会　昭和 31 年3月 31 日（土）午後1時より京大理学部会議室において開いた．出席者：田代評議員会議長・浅野清・浅野五郎(代久野)・石川俊夫・大森昌衛・加藤磐雄(代八木)・久野久・小島丈児(代牛来)・小林国夫（代大森）・小林貞一（代新野）・小林英夫・牛来正夫・柴田秀賢・須藤俊男・高井冬二・立岩巍・竹原平一・種子田定勝（代松本）・坪井誠太郎(代森本)・富田達(代藤本)・新野弘・西田彰一(代高井)・早坂一郎・半沢正四郎・藤岡一男(代浅野清)・藤本治義・松本進・松本達郎・湊正雄(代小林英)・森本良平・八木建三・柳生六郎(代田代)・渡辺武男・渡辺万次郎(代渡辺武)各評議員，坂田書記．

各執行委員より次の報告が行われた．(1) 朝日学術奨励金推薦書(控)，寄贈交換図書雑誌リストを回覧した．なお科研費審議会委員は高井冬二(地質)・須藤俊男(鉱物)の両君に決定した．(2) 30 年度会計決算報告・寄附金について報告した．尚満3年以上会費滞納会員のリストを回覧した．(3) 本年度は 29 年 10 月発行会員名簿の正誤訂正表を発行，雑誌に添附したが 31 年度においては全会員名簿を発行したい．(4) 編集状況について報告した．(5) 第 63 年総会年会の準備状況について報告した．(6) 昭和 31 年度評議員選挙結果について報告した．(7) 地層名辞典については最終号（下巻）を4月発行することとなつた．(8) 日本古生物学会・日本鉱山地質学会・日本鉱物学会より夫々部会報告があつた．

次いで，(1) 審査委員会より推せんの脇井義雄，庄司力偉，津田禾粒の3君の論文に対し所定の研究奨励金を支給すること．(2)万国地質学会議開催の折，日本に立寄られる地質学者があればその機会に外国との学術交流の行われる可能性について話合いを行つた．なお万国地質学会議の本会代表には遠藤隆次君を推すこと．(3) ウラニウム問題対策委員会よりアンケートの結果についての報告があつた．次いで秋田において声明書を出した当時とは国内外の情勢が変り，平和利用の傾向が強くなつてきたことが認められること．又委員会としては一応の目的を達したものとし，こんごは学術会議の3原則を尊重して会員各自の良識ある判断で善処して貰いたいことなどの報告あり，本委員会を解散すること，などが承認された．

なお決定された事項は次の通りであつた．(1) ウラニウム資源に関する今後の問題についてはもし評議員から又は総会席上で会員から何等かの具体案が出されれば，次期執行委員会にて考慮することとした．(2) 地質学研究連絡委員会第四紀小委員会委員として，池辺展生・鹿間時夫・湊正雄の3君を推薦することとした．(3) 第 63 年総会に提出すべき報告事項，31年度予算及び事業計画案，総会議題等を決定した．(4) 学術会議選挙管理委員会委員の補充候補者として，石島渉・石和田靖章・尾崎博君等が選ばれ，本人の意向を参酌して推薦することとした．なお委員は尾崎博・徳永重元の両君に決定した．(5) 科研費配分委員会の森本良平君より同委員辞退の申出ありこれを諒承することとした．(6) 松本評議員より緊急議題の提案があつたが，執行委員会の審議を経ていないので次回に延期することとした．(7) 会員の入退会の承認は次の如くであつた．

入会：鷹村　檍・秋本俊一・橋本清美・小島忠三・天野耕兵衛・伊藤正明・田口今朝男・友田吉澄・関福標・丸山安正・岡田重光・青山守一・加藤稔夫・吉田　義・大村　弘・佐藤誠司・阿部悦夫・田中　收・黒崎俊男・国府谷泉永・渡辺俊男・安藤　武・小西雄二郎・三位秀夫(以上正会員)，土屋　幹・内野　哲・石井二夫・赤羽博司・立木省治・山内健司・西島輝之・松田伸一・山本　熙・堀中光治・中野　寿・若林隆幸・西田輝雄・横平　弘・菅　　茂・河内洋佑・中原理秋・柞山茂明・金山喆祐・白鳥宗紀・大場与志雄・浜谷英雄・岡田茂弘・高橋通友・鎌田　浩・平野公弥・沼田　章・照沼浩二・甲田三男・宇治基宜・石和一夫・太田昌秀・渡辺　順・島　　紘・新関敦生・太田弘之・吉田　公・丹野善一・相沢　恒・今野浩行・四方哲雄・平岡錬之助・小川敬三・生沼　郁・間山　昭・伊藤竹次・土屋佳雄・松村　実・大河内保徳・宮本　昇・川沢啓三・杉田　楽・土井正一・溝口信昭(以上准会員)

退会：安部　顕・稲葉茂正・土橋久夫(以上正会員)　藤枝千束・近田久美子(以上准会員)

執行委員会　昭和 31 年5月4日（金）午後1時半より東大理学部地質学教室において開いた．出席者：遠藤委員長，渡辺・浅野・須藤・高井・鈴木・新野各委員，坂田書記．

議事 執行委員の役割分担は次の如く決定された.

執行委員長 遠藤隆次, 庶務: 渡辺武男, 会計: 浅野五郎, 会員: 須藤俊男, 編集: 高井冬二, 行事: 鈴木好一・新野弘.

(その後会員: 鈴木好一, 行事: 須藤俊男に変更された)

次いで, 事務報告があつた後, (1) 名誉会員については推せんの内規を作ることとし他学会の事情を調査することとした. (2) 高橋英太郎君より山口県太田演習場の米軍の使用条件変更について連絡あり, 従来の使用状況その他を問合せることとした.

執行委員会 昭和 31 年6月6日 (水) 午後1時半より東大理学部地質学教室において開いた. 出席者: 遠藤委員長, 渡辺・浅野・須藤・高井各委員, 坂田書記.

議事 執行委員より事務報告のあつた後, (1) 毎日新聞社のマナスル登頂については本会からは特別に祝辞は送らないこととした. (2) 名誉会員の件については評議員会議題として話合うこととした. (3) ECAFE 出席のため在京中の各国代表者で日本地質学会講演会に出席講演していただくに適当な方があるか, どうか調べることとした. (4) 山口県秋吉台については, 米軍の演習を反対する一方, 一部地区は鉱地として採掘せられている由なので, 山口県や学術会議, 地理学会などの動向を見守ることとし, 単独に意志表示をしないこととした. (5) 評議員会の開催期日・議題などを決定した.

執行委員会 昭和 31 年6月 22 日 (金) 午前10時より東大理学部地質学教室において開いた. 出席者: 遠藤委員長, 渡辺・浅野・須藤・高井・鈴木各委員, 坂田書記.

議事 執行委員より事務報告のあつた後, (1) 常置委員会委員を決定した. (2) 秋吉台演習地については現在までの情況を評議員会に報告することとした.

定例評議員会 昭和 31 年6月 22 日 (金) 午後1時半より東大理学部地質学教室にて開いた. 出席者: 早坂評議員会議長, 浅野清(代高井)・浅野五郎・井尻正二・池辺展生(代鈴木好)・石川俊夫(代久野)・遠藤隆次・大森昌衛・加納博・久野久・小出博・小林国夫・小林貞一・小林英夫・牛来正夫・鹿間時夫・柴田秀賢・(代須藤)・須藤俊男・鈴木好一・鈴木醇(代遠藤)・高井冬二・立岩巌・半沢正四郎(代藤本)・藤岡一男 (代鹿間)・藤本治義・松下進(代小林貞)・松本達郎(代立岩)湊正雄(代井尻)・森本良平・八木健三(代牛来)・山下昇・渡辺武男・渡辺万次郎(代渡辺武)各評議員, 坂田書記.

各執行委員より次の報告が行われた. (1) 寄贈交換雑誌リスト, 学術会議の核エネルギーの声明(別記), 山口県太田演習場に関する資料等を回覧し説明した. なお学術会議中央選挙管理会委員が変更されたこと, エカッフェのため来朝中の印, ソ連2氏の講演会の開催などについても報告した. (2) 5月末の収支報告, 支部補助金 (関東 30,000 円, 北海道 5,200円, 東北 7,700円, 関西 9,100 円, 西日本 7,800 円), 会費免除会員について報告した. (3) 雑誌編集状況について報告した. (4) 常置委員は次の通り決定した. (庶務) 桑野幸夫・成瀬洋・山崎正男・渡辺岩井 (会計) 大町四郎・関武夫・虎岩達夫・西沢章三郎 (会員) 井上正昭・河田茂磨・喜多河庸二・堤正俊 (編集) 岩生周一牛来正夫・奈須紀幸・森川六郎 (行事) 渡部景隆・菅野三郎・黒田吉益・佐々木昭. (5) 昭和 31 年科学研究費の配分について報告した. なお地団研と配分委員との懇談会開催については, 当事者間で話合うこととした. (6) 万国地質学会議の折, 外国学者との交流を行うことについては, 先方の希望が, 当方の考えと一致した場合, 之を行うこととした.

なお決定された事項は次の通りであつた. (1) 毎日学術奨励金受理候補者として, 舟橋三男君等の「日本のアルプス構造」を推せんすることとした. (2) 偕成会学術奨励金受理候補者については, 本年は推せんしないこととした. (3) 日本学士院会員候補者については規則が変更されたため, 今後は推せん依頼のあつた場合の準備をしておく必要がないことになつた. (4) 名誉会員については推せんの基準 (原案) を執行委員会で作ることとした. (5) 第 64 年総会開催については明年4月東京教育大学にて行うこととした. なお討論会題目として, 4件が選ばれたが, 講演者に重複するものあり, 調整を要するので, 決定は次回に延期された. また開催地が東京教育大学に決定したため, 事務連絡の都合から行事委員長を変更することとし, 須藤俊男君が同委員長に, なお会員委員長には鈴木好一君が委嘱された. (6) 日本学術会議会員については, 本会より推せんすることとし, その候補者については評議員より推せんを受けることとした. (7) U問題対策委員会については, 原子力問題についての情報蒐集のため設置が提案されたが, 保留された. しかし, 現在までの実状が, 次回に報告されることになつた. (8) 秋吉台の演習場問題については, 声明書とはしないが学会として学術上重要な地方であるとの意見を表示することとし, その案については在京評議員で議する事と

した．(9) 会員の入会の承認は次の如くであつた．

入会：木庭次守・樋口智治・鈴木堯士・鈴木秀章・中田正次・杉智光・阿部顕・桂山幸典・坂野昇平・藤本丑雄・宮崎元・工藤浩・井上絢夫・松本三郎・丹波齊（以上正会員）山田俊郎・竹下陽一・加納一成・小草欽治・吉田孟弘・伊藤賢治・小鷹滋郎・外村昭久・藤島泰隆・宮島圭司・橋本淳・寺岡易司・田上一志・松井哲男（以上准会員）外に会員種別変更（准より正へ）1名であつた．

1956年4月28日の日本学術会議第21回総会において決議された声明

本会議は2年前，原水爆兵器並びにその実験の停止を世界の科学者にたいして呼びかける声明を行い，その後日本の国会両院も同主旨の決議を本年2月行つたがその種の実験は本年もまた行われつつある．よつて本会議は，再び原水爆々発実験の禁止の必要を確認するとともに，核エネルギーが，平和的目的だけのために利用されることになるよう，そのために必要な国際的取りきめが一日も早く実現することを目指して，世界の科学者一同の一そうの協力を，ここに呼びかける．

執行委員会　昭和31年7月14日（土）午後1時より東大理学部地質学教室において開いた．出席者：遠藤委員長，渡辺・浅野・鈴木・高井・須藤各委員，坂田書記．

議事　執行委員より事務報告があつた後，科研費配分問題その他について話合つたが，時間の余裕もないので引きつづいて行われる臨時評議員会で話合うこととした．

臨時評議員会　昭和31年7月14日（土）午後2時から東大理学部地質学教室にて開いた．出席者：早坂評議員会議長，浅野清（代早坂）・浅野五郎・井尻正二・遠藤隆次・大森昌衛・久野久（代渡辺武）・小出博（代山下）・小林貞一・小林英夫（代大森）・牛来正夫（代藤本）・柴田秀賢（代須藤）・須藤俊男・鈴木好一・高井冬二・竹原平一（代鈴木好）・立岩巌・新野弘（代高井）・半沢正四郎（代遠藤）・藤本治義・松下進（代小林貞）・松本達郎（代立岩）・湊正雄（代井尻）・山下昇・渡辺武男各評議員，坂田書記．

次の事項が報告された．(1) 秋吉台演習問題につき先の在京評議員会で取りまとめたところを，日本地質学会の意見として，山口県，同県秋芳町，美東町，調達庁，日本学術会議その他関係方面へ配布した旨報告された．その内容は下記の通りである．(2) 原子力問題のその後の一般情勢について報告されたが，日本地質学会の態度をきめるために次の評議員会で再び報告することとした．

次いで決定された事項は次の通りであつた．(1) 日本学術会議会員候補者については評議員より候補者の推せんがあつたが，話し合いの結果，全国区については今回評議員会から推せんせられた第一次候補者中から，全評議員の投票によつて選ぶこととした．地方区については同じく評議員会で推せんされた候補者中から夫々支部の意見によつて選定することとした．(2) 先の毎日学術奨励金受理候補者の推せんにもれた柴田秀賢君等の「本邦花崗岩の地球化学的研究」については，その後同君より偕成会学術奨励金受理候補者として推せんされたき旨依頼があつたので話合いにより同候補者として推せんすることとした．(3) 日本学士院会員候補者については，規則の変更があつたが，学会より推せんする場合は，本会の従来の方針を継ぎ鈴木醇君を推すこととした．(4) 本年度の科学研究費配分問題について話し合いがあつた．特に本年度から設けられた特殊器具・特殊設備に対する研究費の重点的分配に関する趣意が，須藤・高井両委員から説明された．なおこれは例年度，配分委員会における希望事項が具体化されたものであると説明された．

秋吉台の地質学的意義について　日本地質学会

秋吉台は世界における最も典型的カルスト地形の発達した地方として，古くから地形学上に注目されて来た．又本台地を構成する石灰岩地域中には，石炭紀・二畳紀の極めて豊富な保存のよい化石を産し，本邦の層位学上，古生物学上の重要な化石産地域として知られている．とくにそのうち紡錘虫化石に関しては M. L. Thompson* 博士もいつているように本地域は近代的分類学の発詳の地となつている．またその地質構造も複雑を極め，化石・褶曲・断層等の詳細な研究が，故小沢教授によつて行われて以来，小林，鳥山その他の諸地質学者によつて繰返し研究が行われ，日本の地質構造の研究に重大な役割を果し，たとえば秋吉造山運動の名のもととなつている．従つて現在では本邦地質学上の最も重要な研究地と学界から重視されている地域となつた．

カルスト地形の特殊な部分については，その予察的研究によつて大正11年秋芳洞の石灰洞が，昭和3年に秋吉台地獄谷のカレンフェルド，ドリネ区域とが天然記念物として指定されて法律的にも文化財として保

護されるようになつた．しかしこれを取巻く周辺の台地は古くから陸軍演習地としてあつたので，非常に研究がおくれていたが，近年地形学的ならびに地質学的研究が進捗するにつれて，これらの台地は天然記念物として保護された地域と同様に極めて重要な地域であることが明かになつた．

このような結論の生れた地形学的ならびに地質学的研究の結果の一部は既に別紙のリストの如く公刊せられているので明らかであるが，現在も尚研究が続行されている．従つて以上のような理由によつて秋吉台地方は本邦の地質学研究上の最も重要な地域として他にかけがえのない地域であり，又文化財として保存することが必要であり，常時研究のために自由に立入りができ，今後の学術研究の進行が阻害されることがないよう切に希望する．(* Thompson, M.L. (1948): Studies of American Fusulinids. (University of Kansas, Palaeontological Contribution)

(秋吉台に関する文献目録省略)

ニ ユ ー ス

北海道支部

○6月例会

1956年6月 14 日午後2時から，北海道大学理学部で開かれた．出席者約 55 名．

報告と議事

1. 支部地学普及委員会を解消し，北海道地学教育連絡会の活動を援助する．
2. 支笏湖附近見学旅行を7月8日上記の事業の1つとして行う．
3. 次回の例会は 10 月の予定．
4. 科学研究費配分に関する質疑．

講演（座長 鈴木醇）

1. 橋本誠二：マナスル附近の岩石．
2. 佐々保雄：津軽海峡西口の海底地形．
3. 大町北一郎・沢俊明：北海道産の磁鉄鉱・含チタン鉄鉱の性質について．

懇親会

午後4時 30 分から恵迪寮西側ローンで開かれた．

○北海道鉱山学会総会・春季研究発表講演会

1956年6月9日・10日，北海道大学工学部で開かれた．地質関係記事は次の通り．

優秀論文表彰

山口四朗・佐々木久・太田垣享：豊羽鉱山産方鉛鉱・閃亜鉛鉱・硫化鉄鉱中に含まれる銀について．北海道鉱山学会誌，第 11 巻，第3号，27～32，1955.

スライド

志保井利夫：タイ及びイランの鉱業調査紀行

講 演

1. 笹木敏：砂鉄の着磁率について
2. 太田垣享：大江鉱山における金の賦存について
3. 大町北一郎：鉱脈型鉱床の脈の配列の特徴とその探鉱に就て
4. 牛沢信人：下川鉱床のコバルト

○北海道第四紀研究会第 11 回談話会

1956年5月 26 日，北海道大学理学部で開かれた．

講 演 橋本誠二：マナスル氷河

○人事

植村武氏—6月1日，地質調査所北海道支所地質課から名古屋大学理学部地球科学教室助手として赴任された．

梅本悟氏—6月 16 日，地質調査所北海道支所探鉱課から本所鉱床部に赴任された．

猪木幸男氏—6月 16 日地質調査所北海道支所地質課から本所地質部に赴任された．

河野廸也氏—6月 16 日，地質調査所北海道支所燃料課から本所燃料部に赴任された．(浦島幸世記)

東北支部

○昭和 31 年度 5，6 月例会 6 月 16 日（土）午後1時より東北大学理学部岩礦教室にて開催，次の講演が行われた．(会員出席者 42 名)

1. 亀ノ尾層の堆積環境……岩井淳一
2. 竜ノ口層について（仙台附近の亜炭層の研究，その2）……柴田豊吉
3. チヨガニ，*Paratymolus Yabei* の産状及進化……今泉力蔵

○支部会員消息

東北大学名誉教授渡辺万次郎氏は本年3月，秋田大

学々長に就任された.

東北大学選鉱精練研究所教授竹内常彰氏は本年5月同大学理学部岩石礦物礦床学教室に移られ，同教室鉱床学第一講座（金属鉱床学）を担当されることになつた．なお当分選研教授を兼任される.

関東支部

○Dr. A. G. JHINGRAM 特別講演会

ECAFE 出席のため折から来日中の印度代表 A.G. JHINGRAM 氏を迎えて，去る6月 15 日午後2時から約2時間に亘つて東大理学部地質学教室講議室で次の標題の講演を聴いた.

"Recent minerals and multipurpose projects in India"

内容は，印度が第二次大戦後独立して今日に至る迄如何に鉱産資源の増産を達成しつつあるか，また，水力発電及び灌ガイ用のダムを建設しつつあるか，の実情を多数のグラフとスライドによつて紹介説明したもので，製鉄・セメント工業の飛躍的発展についても触れ，満場の出席者に深い感銘を与えた．氏は印度の地質調査所の幹部の1人である.

終つて，金氏(韓国 ECAFE 代表)，会員有志などとで学士会館に簡単な御茶の会を催し歓談を交え，支部より記念品を贈呈した.

○総会及び講演会

去る6月 23 日午後1時より恒例により当支部総会を東大理学部地質学教室講議室に於て開き次の通り議事を運び会員の承認を得た.

1. 昭和 30 年度行事報告
2. 昭和 30 年度会計報告
3. 新役員候補者名報告

次で新役員決定を選挙によるべきや否やを諮り，便宜選挙を省略する事が承認されたので推薦により次の様に決定した.

支部長: 斎藤正次（地調）

幹　事: 藤田至則（教育大），水野篤行（地調），石井基裕（石油開），上谷慶次（科博），山口四郎（日鉱）

終つて1時 30 分より講演会に入つた．この講演会の趣旨は第 63 年日地本質学会総会における討論会の総括と紹介にあり，年会に於て時間の制約等のために充分に尽し得なかつたところを充分に討論し，また希望にも拘らず時間の重複等のため聴き得なかつた討論を紹介しようというのであつた．従つて題目は総会における各討論会に対座したものとし，講演者は特にそれぞれの討論に関係ある在京者のうちから，適当な会員に依頼した．浅野氏には特に仙台からの上京を乞うた．即ち

1. 岩生周一・須藤俊男: 母岩の変質についての諸問題及びその鉱物学的知見
2. 久野　久: 熔結凝灰岩についての諸問題
3. 藤本治義: 日本の二畳系に関する諸問題
4. 河合正虎: 日本の中生界
5. 浅野　清: 日本の古第三系の諸問題

それぞれ熱心な質疑応答と討論とがなされ盛会であつた.

○Dr. N. A. BELYAEVSKI 特別講演会

来日中の N.A. BELYAEVSKI 氏（ソ聯 ECAFE 代表の1人）を迎えて去る6月 28 日午後3時から5時迄，東大理学部2号館講堂で次の講演を聴いた.

"ソ聯の地質構造の概括的特性"

因に氏はソ聯地質調査所の地質家で，特に沿海州の構造地質について調査研究を進めこの方面の蔵啓が深いと言われる.

内容は先カンブリヤ紀から現在に至る迄の地史及び地質構造であつたが，朝鮮半島あるいは日本列島に於て知られているような横臥褶曲やこれに伴う衝上断層等は如何なる地殻変動期にも見られないと言い，二，三の日本側地質学者との間にこれに関する疑義応答が行われた.

終つて学士会館で同氏らを囲み，有志らと談笑のうちに簡単な晩餐会が催され，支部から記念品が贈呈された.（岩生記）

関西支部

○6月例会　6月 23 日（土）京大地鉱教室において開催

鳴門海峡の堆積物……波部忠重

伊勢市南方の古生層……日下部吉彦・宮村　学

東北日本の大平洋運動，其の他について……江原真伍

山陰地方産花崗岩質岩石について（第1報）……山口鎌次

なお6月例会において，次のことをきいた.

秋吉台の米軍爆撃演習地問題に関し報告ならびに討議，演習地化反対ならびにこの問題を地質学会としてとりあげるよう本部に要請することを決議した.

日本鉱物学会昭和 31 年度総会

日本鉱物学会では地質学会部会から独立の学会となつて最初の総会及び学術講演会が去る 6 月 2 日午前 9 時 30 分から，東大教養学部地学教室で開催された．

先ず報告事項承認の後，昭和 31 年度事業計画及び予算の承認が行われ，次で原田前会長の任期満了を機に副会長制が決定された．新会長は伊藤貞市教授，副会長候補は現在のところ吉木文平氏である．

学術講演は 2 日間に亘り 42 の講演が行われ盛会であつた．また，前会長原田教授は特に会長引退挨拶に当り，特に鉱物の産状と特性との問題について研究の余地が大いに残されていることを強調された．

なお，終つて 6 月 4 日，伊豆天城山の松脂岩，修善寺附近の高温石英，沸石などの見学採集旅行が行われた．一行約 40 名．(岩生記)

地球化学研究会

第 5 回例会が去る 6 月 9 日午後 1 時より東大理学部化学教室 200 号で行われた．今回は特に地質に最も密接な問題の討論会という意味で，次の如き講演が行われ活発な討議がなされた．

1. 母岩の変質作用についての一考察
   ……島　誠（科研）
2. 液体包有物による鉱床の生成温度の決定
   ……今井秀喜（東大·工·鉱山）
3. 日本の鉱床に伴なう緑泥石類
   ……須藤俊男（東教育大·理）
4. 日本のウラン・トリウム潜在資源
   ……片山信夫（東大·教養）
5. ホウ素鉱物とホウ素鉱床…渡辺武男(東大·理)
6. 尾平鉱山新大切下一番坑中段における Ge, In の分布……湊　秀雄（東大·教養）
7. 西南北海道の硫化鉄及び硫黄鉱床の相関性について……香山　勲（北学芸大）
8. 黒鉱々床中における Barite と Sulphide 鉱物中の硫黄の同位元素組成について
   ……酒井　均（東大·理·化学）

(岩生記)

全国鉱山探査現場担当者会議

恒例により，鉱山地質学会と日本鉱業協会との共催で第 3 回会議が去る 5 月 7 日，8 日両日に亘り，日本鉱業協会に於て行われた．

10の講演（鉱山地質 vol. 6, no 20, 1956 参照），2 つの特別講演（須藤俊男：鉱床と粘土の関係について）（佐藤光之助：放射性鉱床の探査法について）が行われ，また次の討議が行われ，活発な意見が交された．参会者約 200 名．

1. 化探ならびに物探と試錐探鉱の関連について
2. キースラーガー鉱床探査について
3. 黒鉱々床探査について

(岩生記)

温泉学術談話会

三朝温泉（岡山大学所属）研究会（代表者：坪井東大名誉教授）の主催で去る 7 月 30 日，31日両日に亘り鳥取県三朝温泉に於て標記の学術談話会が催された．参会者凡そ 60 名，盛会であつた．談話会は一応講演会に似た形式で進められたが，特に討論を活発にする為に時間の制限を設けず自由な議論が交された．

講演の内容は一応便宜上

1. 花崗岩に関する問題
2. 温泉に関する問題
3. ウラン・トリウムに関する問題

の如く分けられたが，総て温泉の問題に直接間接に関連があるとの観点から催されたものである．因に三朝温泉は世界で最も Tn 含量率の高いものである．30 日夕は参会者の懇親会，8 月 1 日から小鴨鉱山，入形峠，倉吉鉱山等のウラン鉱床の見学が行われた．

(岩生記)

偏光顕微鏡，鉱物岩石標本，岩石セクション，整理箱類，各種鉱物切断研磨，実験用器具類

東京都文京区市兵衛河岸4号地　有限
電話小石川(92)2563番　会社　岩本鉱産物商会

国電，都電　飯田橋下車3分　飯田橋公共職業安定所前

地質学雑誌 第62巻 第731号 昭和27年6月10日第三種郵便物認可 昭和31年8月25日 発行(毎月1回25日発行)

THE JOURNAL OF THE GEOLOGICAL SOCIETY OF JAPAN

Vol. LXII, No. 731, August, 1956

CONTENTS

Page

Original Articles:

On the Metamorphic Rocks in the Southern Extreme Region of the Hidaka Zone, Hokkaidô Part 1 On the Areal Distribution of the Metamorphics .....Mitsuo Funahashi, Seiji Hashimoto, Hiroshi Asai, Sachio Igi, Yono Sotozaki Koshiro Kizaki, Shoichi Hirota and Akira Kasugai (401)

Stratigraphy and Palaeoloxodon of Lake Noziri and Its Neighborhood in the Northern Part of Nagano Prefecture..... Tsuneo Tomizawa (409)

Petrofabrics of the Oshirabetsu Migmatite Dome in the Southern Region of the Hidaka Metamorphic Zone, Hokkaidô..... Kôshiro Kizaki (415)

Microscopic Studies on Japanese Coals (Part Ⅱ)

On the Japanese "Durite" and its Special Properties ..... Yasuo Nakayanagi (431)

Proceedings of the Geological Society of Japan..... (443)

News..... (446)

昭和31年8月20日印刷　昭和31年8月25日発行　定価100円
編集兼発行者　東京大学理学部地質学教室内　日本地質学会　坂田嘉雄
(振替口座東京　28067)
印刷者　東京都北区上中里1の35　株式会社双文社　倉沢直男

All Communications relating to this Journal should be addressed to the
GEOLOGICAL SOCIETY OF JAPAN
Geological Institute, Faculty of Science, Tokyo University, Japan